

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR

VI. KÖTET, 1—2. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1957

Felelős szerkesztő:
DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:
DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. FACSINAY LÁSZLÓ, KILCZER GYULA,
OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Papíralak: 70×100	Azonossági szám: 469
Hegedűs Ernő	Ívterjedelem: 10,5 (A/5)	Megrendelve: 1957. VI. 3.
	Ábrák száma: 39+9 db, mell.	Imprimálva: 1957. IX. 20.
	Példányszám: 700	Megjelent: 1957. IX. 30.

Ez a könyv az MNOSZ 5601-54 és 5602-50 Á szabványok szerint készült.

14408. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.
Felelős: Vértés Ferenc

ELŐLJÁRÓBAN

DOMBAI TIBOR

A tudomány a körülöttünk levő anyagi világra vonatkozó törvényszerűségek összessége. A tudós, a kutató az, aki a tudomány tárházát gazdagítani igyekszik olyképpen, hogy a meglevő tudományos ismeretekre támaszkodva egyre újabb és újabb törvényszerűségek kifürkészésére törekszik, hogy a valóság kaotikusnak tűnő jelenségei között eligazodva a természet erőinek és kincseinek minél teljesebb birtokbavételére törhessen.

Nem lehet kétséges, hogy a tudomány alaptételei, a tudósok által megállapított igazságok, a kutatók egyes eredményei mindannyiunknak, az egész emberiségnek közös kincse. Erre utal egyebek között az a közlési vágy, amely egy-egy igazság felismerésére, egy-egy összefüggés megfejtése után csaknem leküzdhetetlen erővel kényszerít minket arra, hogy a megismerés gyönyörét ismételten is átélve, másokat is beavassunk a természetnek általunk megismert kisebb-nagyobb jelentőségű titkába. A közös tulajdon tudata sugárzik abból a rajongó tiszteletből is, amellyel minden idők társadalma a tudomány nagyjait övezi. De köztulajdonnak kell lennie a tudománynak azért is, mert mindennapos életünk szebbé, jobbra tételének egyetlen biztos alapja. Márpedig emberré születésünk alkalmával őseinktől nemcsak pusztá létet, hanem az emberi élethez, következésképpen a tudomány összes eredményeihez is elidegeníthetetlen jogot nyerünk.

Ami áll a tudomány egészére, bizonyára érvényes egyes részeire is, így a mi földhöz tapadt tudományunkra, a geofizikára is. Földünk méreteinek, nehézségi erőterének megismerését célzó évszázados törekvések, a különböző nemzetiségű tudósok egymással versengő munkája, egymástól távol élő népek kutatóiból egy-egy feladat megoldására hosszú évtizedekre egyesült csoportok működése, különböző nemzetközi szervezetek létesülése egytől-egyig azt bizonyítja, hogy a geofizikusok és a geodéták — már csak kutatásuk tárgyának, a Földnek kiterjedt és mégis egységes voltára való tekintettel — elég régen felismerték, hogy haladás csak minden erő összefogása útján, csak közös munkával érhető el.

Nem vádolhat minket, magyarokat senki sem szerénytelenséggel, ha ezen a téren jogos büszkeséggel hivatkozunk hazánk két nagy fiára: *Eötvös Lorándra*, aki a földi nehézségi erőter részletes megismeréséhez az emberiségnek a legtöbbet adta, és *Kövesligethy Radóra*, a *Seismonomia*

szerzőjére, aki az 1904-ben megalakult Nemzetközi Földrendési Szövetség első főtitkáráként munkálkodott az egész Földre kiterjedő földrendési együttműködés megszervezésén.

A nemzetközi geofizikai együttműködéshez nemcsak munkával, feladatok megoldásával járultunk hozzá, hanem gyümölcseit is élveztük. Így nem feledkeztünk meg arról — idén múlt 50 esztendeje —, hogy milyen jelentős támogatást nyújtott az *Internationale Erdmessung* 1906. évben Budapesten összeült általános tanácskozása az Eötvös-féle kutatások hatékonyabb folytatásának lehetővé tételében, amidőn az eddigi eredményeket megismerve, a magyar kormánytól a kutatások támogatását kérte.

A múlt eredményeinek elégtűl szemlélése, nagyjainkról nemzetünkre még napjainkban is sugárzó fényben való fürdőzés azonban nem elégíthet ki, de nem is elégít ki egyetlen magyar geofizikust sem. Valamennyien azon vagyunk, hogy kivegyük részünket az emberiségnek abból a törekvéséből, ami a Földnek, mint egésznek a megismerésére irányul. Ezen a téren az általános érvényű törvényszerűségek felderítésén kívül is vannak sajátos feladataink. Ezek abból fakadnak, hogy életünk Magyarországon, Földünk felszínének 93 000 km²-t kitevő darabján folyik. Ez a területdarab — szép hazánk — alig valamivel több csupán a szárazulatok $\frac{1}{2} \frac{0}{00}$ -énél, mégsem háríthatjuk más népek geofizikusaira a Magyarországon észlelhető geofizikai jelenségek megfigyelését, a belőlük levonható következtetések megállapítását. Sőt minél inkább a részletek kötik le az érdeklődésünket, annál inkább a magunk erőire kell támaszkodnunk. Gyakorlati feladataink mind ilyen természetűek.

Nehéz lenne megvonni a határt ott, ahol a geofizikus működése a gyakorlat közvetlenül érintő feladatokról tudományos területre tevődik át. Ebből a szempontból — az általánosítást nem tekintve szigorúan érvényesnek — a gyakorlati feladatok zömét Földünk kisebb részleteinek minél alaposabb megismerésében jelölhetjük meg. A tudományos jelleg pedig annál inkább uralkodóvá válik munkánkban, minél inkább a részletek összefogására irányuló törekvés domborodik ki benne. Ki kockáztatná meg mégis — akár a gyakorlathoz közelebb álló feladatok megoldásán munkálkodik, akár pedig tudományos jellegű kutató munkát végez — azt a kijelentést, hogy nem használja fel a másik munkaterület eredményeit, vagy akár csak azt, hogy kutatásával nem járul hozzá nem közvetlen feladatát képező kérdések megoldásához.

A gyakorlati és a tudományos kutatás kölcsönhatása a fejlődés jelentős előmozdítója. Egyik a másikat ösztönzi, egyik a másikra támaszkodik. Ezt bizonyítja hazai fejlődésünk története is.

A *Magyar Geofizikusok Egyesületének* megalakulásától kezdve tudatosan kitűzött célja, hogy ezen a téren a harmónikus fejlődés előmozdításán munkálkodjék. És ha értünk is el ezen a téren eredményeket, mégsem tartunk még ott, hogy a jövő előttünk álló távlata szabná meg megoldásra váró feladataink mindegyikét. Vannak még olyan problémáink is, amelyeknek a megoldását fejlődésünk folyamán elmulasztottuk. Ha ezek továbbra is megoldatlanok maradnak, minden bizonnyal hátráltatni fognak minket fejlődésünkben.

Eredményeink közé kell sorolnunk, hogy Egyesületünk adta nyilvánosság bevonásával tisztáztuk a gyakorlati kutatások alapelveit. Ez a társadalmi fórum adott lehetőséget azokra a vitákra is, amelyek hozzásegítettek minket a kutatási alapelvek érvényre juttatásához. Egyesületünknek köszönhetjük, hogy ma már kialakuló félben van a geofizikusok egysége, hogy geofizikus közvéleményről egyáltalán beszélhetünk. Ezen a téren bizakodással nézünk a jövőbe. Csupán annyit kell tennünk, hogy az egység kialakulását minden rendelkezésünkre álló eszközzel siettessük.

Nem fektettünk azonban súlyt a múltban arra, hogy egymást ne csupán az elért eredményekről tájékoztassuk, hanem arról is, hogy milyen kérdések foglalkoztatnak bennünket. Sok feladat megoldásáról számoltak be tagtársaink egyesületi előadó üléseinken. Legtöbbször azonban csak feladataink megoldása után keresték a geofizikus társadalom nyilvánosságát. Nemigen gondoltak arra, hogy a viták folyamán felmerülő egy-egy ötlet vagy gondolat feladataink egyszerűbb, teljesebb megoldásában is segítséget nyújthatott volna.

Egyesületünk 1956. évi tudományos ankétjának tárgyát úgy választottuk meg, hogy ezt a hibát is elhárítsuk. „A Kárpátmedence regionális geofizikája” ismereteink részleteit átfogó téma, éppen ezért egyben tudományos jellegű is. Érdekel minden magyar geofizikust, hiszen a részleteredmények összehordása folyamán mindannyiunkat foglalkoztatott az a kérdés, hogy milyen rendező alapelv teszi lehetővé az általunk felkutatott részletek egészszé való alakítását. Rendelkezünk is mindannyian valamilyen szemlélettel. Ez azonban az újabb kutatások eredményeinek megfelelően állandóan változik. Ankétunk jó alkalom arra, hogy közös munkával dolgozzunk ki egységes képet a Földnek arról a parányi, de annál érdekesebb részéről, amely mindennapi kenyerünket évről-évre megtermi.

Közös munkánkba be akarjuk vonni a szomszéd népek geofizikusait is. Ankétunk tárgykörével, a Kárpát-medencék regionális geofizikájával ugyanis nem foglalkoztunk anélkül, hogy messze hazánk határain túli összefüggésekre ne lennénk tekintettel. Ebben pedig nem nélkülözhetjük idegen nyelven beszélő, de geofizikus módjára gondolkodó barátaink segítségét, nyilvánuljon az meg akár adataink kiegészítésében, akár pedig szemléletünk vagy munkánk bírálatában. Éppen ezért örömdetes számunkra, hogy hazánk határain túli messze földről sokukat hozta közénk a szakember érdeklődése.

Bízunk abban, hogy ankétunkon olyan magot tudunk szerencsés kézzel termékeny talajba ültetni, amiből mind hazánk határain belül, mind pedig azon túl gazdag gyümölcsöt hozó együttműködés fog kilombosodni.

T. DOMBAI

INTRODUCTORY

Science is the totality of laws concerning the material world around us. It is the scientist, the researcher who strives to enrich the mine of knowledge by endeavouring to detect — in basing on the already existing scientific acquirements — newer and newer facts in order to take a possibly most complete possession of nature's forces and treasures after having found his way through the phenomena of actuality which seem us sometimes so chaotic.

There can be no doubt that the principles of science, the facts found by scientists, the individual results of researchers are all forming a common treasure for every man and for the whole mankind. This is shown, among others, by the desire for communication which, after the discovery of some facts or after having solved the problem of some connections, compels us with an almost insuperable force to initiate others too into nature's newly detected secrets of less or greater significance, while living over again the sensation of cognition. It is the consciousness of common property, too, which makes the societies in all epochs surround with enthusiastic respect the great men of science. But science has to be a public property also because it is the only solid base of rendering the everyday life better and more beautiful. And man with his birth has obtained from his ancestors not only the mere life, but also the right for a human life, consequently for all results of science.

All what holds for the entire science applies certainly to its single parts, as for instance to our discipline bound to the soil, the geophysics. Age-old efforts to know the dimensions of the Earth and its gravity field, the competition of scientists of different nationalities, the activity of groups of scientists of far living nations associated for long decades to solve some problems, the different international organizations coming into existence prove all that geophysicists and geodesists — for the very reason that the object of their researches, the Earth is so large and yet uniform — have long since become aware that progress is only possible by way of joining all forces, by way of a close cooperation.

Nobody could blame us, the people of Hungary, for immodesty, if, in this respect, we refer with legitimate pride to two great compatriots: to *Roland Eötvös* who contributed most to humankind for the detailed

recognition of the Earth's gravity field, and to *Radó Kövesligethy*, author of the *Seismonomia*, who as the first secretary-general of the International Seismological Association set up in 1904, has been busy in organizing a seismological collaboration over the whole Earth.

We not only contributed with work and solution of problems to international geophysical collaboration, but enjoyed its results too. Thus, we may not forget the significant assistance of the general conference of the *Internationale Erdmessung*, assembled 50 years ago, in 1906 at Budapest regarding the efficient pursuance of researches of Eötvös, when the conference after having been informed about the results obtained till then, requested the Hungarian government to patronize the researches.

A contemplation satisfied with the successes of the past, bathing in the radiant light of our Great Men shedding even in these days on our nation cannot, however, content any Hungarian geophysicist. We all do our best to share in the effort of mankind to investigate the Earth in its integrity. We have, here, particular tasks too, besides the detection of laws of general validity. These tasks are resulting of the fact that we are living in Hungary, on a small part of the Earth's surface comprising 93 000 km². This territory, our beautiful country, makes out hardly more than half a thousandth of dry lands, nevertheless we cannot leave the observation of geophysical phenomena in Hungary, nor the drawing of conclusions from them to the geophysicists of other countries. On the contrary, the more our interest is bound by details, the more should we depend on our own forces. And all our practical tasks are of this sort.

It would be difficult to draw the line where the activity of the geophysicist is passing from strictly practical tasks to scientific domain. From this point of view — this generalization may not be strictly valid — the majority of practical tasks consists in the most thorough possible exploration of smaller details of our Earth. The scientific character of our work will be the more prominent, the more the effort to coordinate the details becomes manifest. But who could risk to state — either working on the solution of tasks nearer to practice, or carrying out researches of scientific character — that he is not making use of the results of the other branch of work, or even that he is not contributing with his own researches to the solution of problems not belonging to his direct task.

The mutual effect of practical and scientific research significantly does promote progress. One is stimulating the other, one is depending on the other. This is also proved by the history of the evolution in our country.

It is the aim deliberately set by the *Society of Hungarian Geophysicists* from its very start to be busy in this field with the advancement of harmonical progress. But even if we arrived at some results, we have not yet advanced as far as that the perspective of the future would dictate every task to be solved. There are still problems we have missed to solve in the course of progress. Our progress would undoubtedly be hindered, if they remained unsolved.

It is one of our successes that basic principles of practical research have been made clear in co-operation with a publicity supplied by our

Society. This social forum gave place to discussions which helped us to win acceptance to basic principles of research. It is the merit of our Society that the unity of geophysicists is already developing and we can at all talk about a collective opinion of geophysicists. In this regard we have confidence in the future. What we have to do is to hasten with all disposable means the development of this unity.

It is a pity that, in the past, we did not attach great importance to inform one another not only on the results obtained, but also on the problems we are engaged in. Our fellow-members gave account of the solution of a great number of problems on the meetings of the Society. In most cases, however, they were not looking for the publicity of the geophysical society but after the solution of their problems. It did not occur to them that some idea or conception arising in the course of a discussion might have helped them to a simpler and more complete solution of their problems.

The object of the scientific conference of the Society in 1956 has been chosen so as to eliminate even this default. „The regional geophysics of the Carpathian-Basin” is a subject embracing many details of our knowledge and for this reason it has at once a scientific character. It interests every Hungarian geophysicist, since the attention of all of us whilst gathering the results was drawn to the question as to what classifying principle renders possible the systematization of the discovered details. All of us have some sort of conceptions. But these are constantly changing according to the results of subsequent researches. Our session offers a good opportunity for developing in a common work an integrated picture of that small, but quite interesting part of the Earth which year by year is producing our daily bread.

We have the intention to draw the geophysicists of the neighbouring countries in our common work. It is impossible, namely, to be engaged in the subject of our conference, i. e. the regional geophysics of the Carpathian basins, without taking into consideration the geological connections beyond the frontiers of our country. And here we cannot do without the help of our friends who are talking foreign languages, but thinking as geophysicists do, whether this help be the completion of our data or the criticism of our conceptions and/or our activity. It is therefore fortunate for us that the interest of the expert has brought here many geophysicists from far beyond the frontiers to our country.

We have confidence in that our conference will successfully plant into fertile soil the seeds which will bear sound fruits of co-operation within and beyond the frontiers of our country.

G. BARTA

ON THE SECULAR VARIATION OF THE GEOMAGNETIC FIELD

The author makes the statement on the basis of his researches in this object, that the secular variation of the geomagnetic field is the consequence of a general process affecting the whole Earth. The axes of the generally used coordinate system XYZ change their direction in dependence on the place of observation; the components in such a system cannot be compared directly and are therefore not suitable for general researches.

A clear picture of the phenomenon is obtained by the transformation of the vectors representing the secular variation into a common coordinate system, one axis of which is the axis of rotation of the Earth, whereas the two other axes are directed towards the points 291° E and 21° E Gr. of the Equator. The vectors orthogonally projected to the planes of this coordinate system show regularities indicating that the symmetry center of this phenomenon is lying around Pakistan. Rotating now our coordinate system so that the center of the projected picture be in Pakistan, it can be seen that the vectors converge around the center of the picture while at the edges of the picture they are diverging (Fig. 5.). As a matter of course, the picture as well as the respective lateral views (Figs. 6–7.) indicate an assumption that around Pakistan as a center, a circuit is flowing which has a radius of about 3000 km in a depth of about 3000 km, the direction of this circuit is clockwise as seen from Pakistan, its intensity being about $10^7 - 10^8$ Ampere. The secular variation is due to the change in time of the position and intensity of the circuit.

It is known that the magnetic center of the Earth lies excentrically towards the Marshall–Islands and its surface projection is moving towards N–NW with a velocity of 10 km pro year. If we assume that the Earth's core is bearing the magnetism of the Earth, then this variation is equivalent to a motion of the Earth's core. This motion causes an increase of pressure and spreading out of material around a spot below Pakistan. If the moving mass is electrically charged, the resulting convection current may cause the secular variation of the magnetic field.

From the velocity of motion we infer that the magnetic center of the Earth revolves around the axis of rotation of the Earth in 4000 years which estimation is not in accordance with the secular period of about 500 years of the long declination-series at London. But we may presume that the movement of the Earth's core is oscillatory with a period of 4–500 years. The precession of the axis of the eddy may cause the superposed wave, as well as the helical course observed in the secular variation. In order to unravel this complex of problems, further researches are in course.

A FÖLDMÁGNESES TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSÁRÓL

BARTA GYÖRGY

A földmágneses tér évszázados változásának vizsgálatára különböző módszereket alkalmazhatunk aszerint, hogy a változás milyen sajátságára összpontosítjuk figyelmünket.

Különböző időpontokból származó mágneses térképek összehasonlításával megállapíthatjuk a mágneses tér időbeli változásának térbeli eloszlását, vagyis megszerkeszthetjük a földmágneses tér összetevőinek izopor görbéit [12]. Az izopor térképek alapján elég könnyen megállapíthatjuk a Föld bármely pontján a földmágneses tér változásának irányát és nagyságát.

Az izopor térképek azonban a földmágneses tér évszázados változásáról *széteső* képet nyújtanak. Ezek a térképek ugyanis a változás földfelületi eloszlását szemléltetik, vagyis az időbeli változás rovására a térbelit domborítják ki, az egyes elemek *változásait külön-külön ábrázolják*, és ezzel a jelenség széteső jellegét még hangsúlyozzák.

Mágneses izopor térképeket aránylag ritkán szerkesztenek, a szerkesztésre felhasznált adatok mérése között gyakran hosszú idő telik el, és az eredményeket távoli obszervatóriumok adatainak felhasználásával redukálják. Ezért izopor térképek alapján a földmágneses tér változásának *mibenlétéről és részleteiről* nem várhatunk felvilágosítást.

Az obszervatóriumokban észlelt elemek évi középértékeinek adatsora a mágneses tér évszázados változásának időbeli jellegét már jobban kiemeli. Az egyes adatok megbízhatóbbak, és az adatsorokat finomabb vizsgálatoknak is alávetethetjük. Ezek az adatsorok azonban csak a Föld egy-egy pontján érvényesek, így az időbeliség hangsúlyozásával a térbeliséget veszítettük el. Ezekben az adatsorokban valóban sikerült bizonyos periodicitásokat kimutatni [1; 2], az alkalmazott koordináta-rendszer azonban továbbra is erősen befolyásolta szemléletünket.

A mágneses kutatások egész területén nagyon hátrányos, hogy az időbeli változásokat összetevőkre szétbontva vizsgáljuk. Ez a szokás a jelenség teljes megismerésének lényeges akadálya, mert a vizsgált folyamat nem korlátozódik az egyes összetevőkre, hanem a térben játszódik le. További nehézséget okoz, hogy az ábrázolásban az időkoordináta térkoordinátaként jelentkezik, és az időbeli egymásutániség térbelivé válik.

Haladást jelent ezzel a szemléleti móddal szemben a vektordiagram-ábrázolás [3]. Vektordiagramban az egyes térkoordinátáknak egyenlő szerepük van, az időparaméter pedig lényegesen más megvilágításba kerül, mert a térkoordinátáktól elkülönülve a jelenséget ábrázoló görbe pontjaihoz kapcsolódik és azokon fut végig. Az időbeli egymásrakövetkezés itt is térbelivé válik ugyan, de a jelenséggel sokkal szorosabb kapcsolatba kerül. A vektordiagram a mágneses vektor végpontjának valódi vándorlását ábrázolja. A mágneses vektor végpontja ugyanis az idő folyamán térgörbét ír le. A vektordiagram ennek a görbének vetülete a koordináta síkokra. A koordináta-rendszer alkalmas választásával lényeges új szempontokat kaphatunk a jelenség vizsgálatára.

Az évszázados változás vizsgálatának leglényegesebb — de általában határozottan ki nem mondott — sarokpontja az a kérdés, hogy az évszázados változás *egységes*, az egész Földre vonatkozó jelenségnek tekinthető-e vagy sem. A superponált hullám az egyes obszervatóriumok adatrendszereiben az egész Földön jelentkezik, tehát az évszázados változásnak ez a másodlagos jelensége is az egész Földet érintő általános folyamat következménye. Világos tehát, hogy a fő változás még inkább általános jellegű.

Az izopor térképek, és az egyes obszervatóriumok elszigetelt adatsorozatainak vizsgálatával ellentétben ebből arra következtethetünk, hogy az évszázados változás a Földet, mint egészet érintő folyamat megnyilvánulása. Világos, hogy ha a jelenséget a Földre, mint egészre vonatkoztatjuk, akkor a kutatásra alkalmazott módszerrel is hangsúlyoznunk kell a jelenség egy-
sége felfogását.

Egyes kutatók az egységes szemléletet azzal kívánták elérni, hogy az évszázados változást a különböző időpontokra kiszámított gömbfüggvény-együtthatók alapján vizsgálták [5; 8; 11]. A Föld mágneses terét valóban gömbfüggvényekkel állíthatjuk elő legszabatosabban. A sorfejtés egyes tagjai a Föld mágneses terének sajátosságait képviselik; az elsőrendű tagok a Föld mágneses nyomatékának nagyságát és irányát, a másodrendű tagok a dipólus excentricitását. A magasabbrendű tagoknak nincs egyszerű fizikai jelentésük, részben a koordinátarendszer választásától függnnek, részben a Föld mágneses terének geometriai sajátosságait fejezik ki. Az együtthatókat a különböző időpontokra megszerkesztett földmágneses világtérképek adataiból számítják ki. Természetes tehát, hogy az évszázados változás az együtthatókban kifejezésre jut. Sikerült is ezen az alapon néhány általános jellegű törvényszerűséget megállapítani, pl. hogy a földmágneses sarkok lassan nyugati irányban mozognak és hogy a Föld mágneses nyomatéka az utolsó évszázad folyamán csökkent.

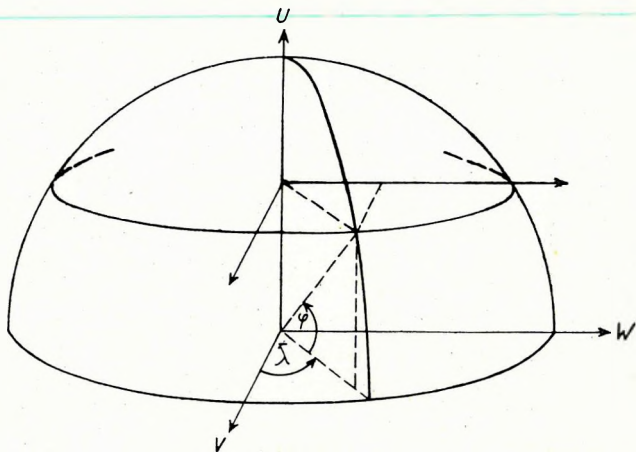
Az évszázados változás ilyen módon megállapított tulajdonságai valóban az egész Földre vonatkoznak. A gömbfüggvények együtthatóinak változásában ugyanis az egyes területek mágneses változásai kiegyenlítőten jelentkeznek. A kutatási módszernek igen nagy hátránya azonban, hogy a gömbfüggvény együtthatókat csak meglehetősen ritkán számították ki, és a számítás alapanyagát szolgáltató térképek szerkesztésére felhasznált adatok többé-kevésbé bizonytalan térbeli és időbeli extrapoláció eredményei. Ezért ilyen módon az évszázados változásról leginkább csak olyan általános eredményekre juthatunk, amelyeket többnyire már úgyis tudunk.

Az általánosan használt XYZ koordinátarendszer tengelyei az észlelés helyétől függően változó irányúak, tehát az ilyen rendszerekben megadott összetevők közvetlenül nem hasonlíthatók össze egymással. Ha a földmágneses tér évszázados változását a Földet, mint egészet érintő folyamatnak tekintjük, akkor tanulmányozására a Földhöz, mint egészhez kapcsolt koordinátarendszert kell alkalmaznunk.

A földmágnességet már évszázadok óta kapcsolatba hozzák a Föld forgásával, közelfekvő tehát a gondolat, hogy olyan koordinátarendszert kell alkalmazni, amelynek egyik tengelye a Föld forgástengelye. Legyen ennek megfelelően új koordinátarendszerünk U tengelye a Föld forgástengelye, V tengelye mutasson a Föld középpontjából az Egyenlítő $291^\circ E$ pontja, W tengelye pedig a $21^\circ E$ Gr. pontja felé, ugyanis a mágneses tengely végpontjának földrajzi hosszúsága 1922-ben a Dyson—Furner-féle gömbfüggvény együtthatókból számítva $291^\circ E$ Gr. volt. A VW sík tehát az egyenlítő síkja, az UV sík a forgási és mágneses tengelyek által meghatározott sík, az UW sík pedig a Föld középpontján áthaladó, ezekre merőleges sík.

Az eddig alkalmazott koordináta-rendszerekkel szemben ennek a rendszernek az az előnye, hogy benne a jelenséget úgy vizsgálhatjuk, mintha a Földet *kívülről* szemlélnénk. A rendszer Földhöz viszonyított helyzete térben és időben *állandó*, megszabadulunk a gravitációs tér által okozott *szemléleti kényszerektől*, és a koordináta-rendszerrel is hangsúlyozzuk a Föld forgásának és a mágneses változásnak feltételezett kapcsolatát.

A vizsgálat első lépéseként ki kell számítanunk az obszervatóriumok helyét és az évszázados változás vektordiagramjait az új koordináta-rendszerben.



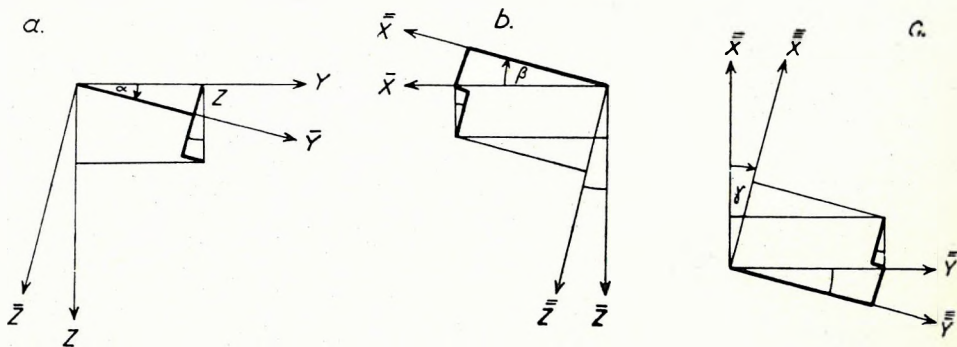
1. ábra. Az obszervatóriumok U, V, W koordinátái

Az obszervatóriumok koordinátáit az UVW rendszerben az 1. ábra alapján igen egyszerűen állapíthatjuk meg. Az ábrából leolvashatóan ugyanis

$$U = \sin \varphi$$

$$V = \cos \varphi \cos (\lambda + 69^\circ) = \cos \varphi \cos \bar{\lambda}$$

$$W = \cos \varphi \sin (\lambda + 69^\circ) = \cos \varphi \sin \bar{\lambda},$$



2. ábra

ahol a Föld sugarát egységnek vettük és $\bar{\lambda} = \lambda + 69^\circ$ a mágneses és csillagászati pólusokon áthaladó meridiántól számított hosszúság.

A vektorok adatait az új rendszerben az XYZ koordinátarendszer bizonyos forgatásával számíthatjuk ki. Hasonlóképpen forgatásokat kell végeznünk akkor is, ha az UVW rendszerről más rendszerre akarunk áttérni.

Állapítsuk meg ezért a különböző tengelyek körüli forgatásoknak megfelelő transzformációs formulákat. Forgassuk rendszerünket az X tengely körül α , az Y tengely körül β , és a Z tengely körül γ szöggel. A 2. ábrából leolvashatóan a megfelelő transzformációs formulák a következők:

$$\begin{aligned}\bar{X} &= X \\ \bar{Y} &= Y \cos \alpha + Z \sin \alpha \\ \bar{Z} &= -Y \sin \alpha + Z \cos \alpha\end{aligned}\quad (2a)$$

$$\begin{aligned}\bar{\bar{X}} &= \bar{X} \cos \beta - \bar{Z} \sin \beta \\ \bar{\bar{Y}} &= \bar{Y} \\ \bar{\bar{Z}} &= \bar{X} \sin \beta + \bar{Z} \cos \beta\end{aligned}\quad (2b)$$

$$\begin{aligned}\bar{\bar{\bar{X}}} &= \bar{\bar{X}} \cos \gamma + \bar{\bar{Y}} \sin \gamma \\ \bar{\bar{\bar{Y}}} &= -\bar{\bar{X}} \sin \gamma + \bar{\bar{Y}} \cos \gamma \\ \bar{\bar{\bar{Z}}} &= \bar{\bar{Z}}.\end{aligned}\quad (2c)$$

A három forgatásnak megfelelő egyesített transzformáció pedig a következő:

$$\begin{aligned}\bar{\bar{\bar{X}}} &= X \cos \beta \cos \gamma + Y (\sin \alpha \sin \beta \cos \gamma + \cos \alpha \sin \gamma) + \\ &\quad Z (\sin \alpha \sin \gamma - \cos \alpha \sin \beta \cos \gamma) \\ \bar{\bar{\bar{Y}}} &= -X \cos \beta \sin \gamma + Y (\cos \alpha \cos \gamma - \sin \alpha \sin \beta \sin \gamma) + \\ &\quad Z (\cos \alpha \sin \beta \sin \gamma + \sin \alpha \cos \gamma)\end{aligned}\quad (3)$$

$$\bar{\bar{\bar{Z}}} = X \sin \beta - Y \sin \alpha \cos \beta + Z \cos \alpha \cos \beta$$

Az XYZ koordinátarendszerről az UVW koordinátarendszerre két forgatással térhetünk át. Forgassuk el először az XYZ koordinátarendszert az Y tengely körül φ szöggel, akkor (2b) alapján (3. ábra)

$$\begin{aligned}U &= X \cos \varphi - Z \sin \varphi \\ \bar{Y} &= Y \\ \bar{Z} &= X \sin \varphi + Z \cos \varphi,\end{aligned}$$

és forgassuk tovább rendszerünket az U tengely körül $270^\circ - \bar{\lambda}$ -val, akkor (2a) alapján a következő transzformációs formulákat kapjuk:

$$\begin{aligned}V &= -\bar{Y} \sin \bar{\lambda} - \bar{Z} \cos \bar{\lambda} \\ W &= \bar{Y} \cos \bar{\lambda} - \bar{Z} \sin \bar{\lambda}.\end{aligned}$$

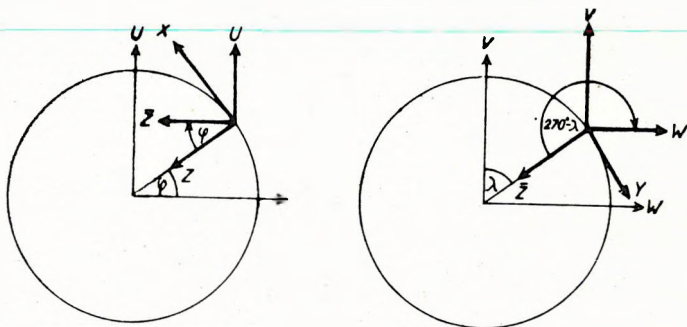
A két forgatás egyesítéséből megkapjuk az XYZ és az UVW koordinátarendszerek közötti transzformációs összefüggéseket.

$$U = X \cos \varphi - Z \sin \varphi$$

$$V = -X \sin \varphi \cos \bar{\lambda} - Y \sin \bar{\lambda} - Z \cos \varphi \cos \bar{\lambda}$$

$$W = -X \sin \varphi \sin \bar{\lambda} + Y \cos \bar{\lambda} - Z \cos \varphi \sin \bar{\lambda}.$$

ahol φ az obszervatórium földrajzi szélessége, $\bar{\lambda}$ a mágneses és csillagászati pólusokon áthaladó meridiántól számított hosszúsága.



3. ábra. Áttérés az XYZ koordinátarendszerrel az UVW koordinátarendszerre

A formulákkal meg tudjuk határozni az XYZ koordinátarendszerben adott vektor összetevőit az UVW rendszerben. Természetes, hogy ha a vektorösszetevők időben változnak, vagyis:

$$X = X(t)$$

$$Y = Y(t)$$

$$Z = Z(t),$$

akkor az U, V, W koordináták is az idő függvényei lesznek, vagyis

$$U = U(t)$$

$$V = V(t)$$

$$W = W(t).$$

Az X, Y, Z összetevőket az obszervatóriumok megfigyeléseiből ismerjük. Az átszámításnak tehát nincs semmi akadálya, mégis, hogy a csekély helyi hatásokat és az észlelési hibákat kiküszöböljük, nem az észlelések adatait számítottuk át az UVW rendszerre, hanem az obszervatóriumok adatait a legkisebb négyzetek elve szerint megközelítő polinomokat transzformáltuk át. A hatványpolinomok által képviselt térgörbe pontjainak a megfelelő mért pontoktól számított távolságainak négyzetösszege minimum. A matematikai úton megállapított hatványpolinom tehát egy közepes évszázados változást képvisel. A számított görbe (ívelése, iránya) alkalmazkodik az évszázados változás ezen sajátosságaihoz, ugyanakkor nem tartalmazza, illetve elsimítja a kis, helyi jellegű hatásokat és az esetle-

ges észlelési hibákat. A hatványpolinomokat előző értekezéseinkben körvonalazott módon az ott említett gyűjteményekből vett adatrendszerek alapján számítottuk ki [1; 2; 3; 4; 9].

Az obszervatóriumok helyét és a változásvektor összetevőit ismerve a változásokat minden nehézség nélkül az UVW rendszerben is ábrázolhatjuk (I. és II. táblázat).

Az évszázados változás vetületét az egyenlítő síkjára a 4. ábrán közöljük. Az első érdekes és könnyen megállapítható összefüggés az, hogy a jelenség valóban az egyenlítő síkjában a legegységesebb. A $321^\circ E$ Gr. vonal mentén a kiegyenlített menetek egymástól elfordulnak (divergenciavonal), az erre merőleges $51^\circ E$ Gr. vonal mentén pedig egymással szembe fordulnak (konvergenciavonal). Az évszázados változás egyenlítőre merőleges koordinátasíkokon jelentkező további szimmetriáinak vizsgálata arra a felismerésre vezetett, hogy a vektorok egy pont felé irányulnak. Ezt a pontot először Tibet környékén kerestük, ezért rendszerünket az U és V tengely körül $\alpha = 69^\circ$ és $\beta = 120^\circ$ szöggel elforgattuk. Az újabb ábrázolás azt mutatta, hogy az így kapott vetítési középpont még nem kielégítő és ezért rendszerünket a W tengely körül $\gamma = -20^\circ$ -kal tovább forgattuk. Így kaptuk meg az UVW koordinátarendszerből az ABC koordinátarendszert. A transzformáció képletei a következők:

$$\begin{aligned} A &= -0,469846 U + 0,637177 V - 0,610942 W \\ B &= -0,17101 U + 0,613281 V + 0,771131 W \\ C &= 0,866025 U + 0,466790 V - 0,179184 W. \end{aligned}$$

Az egyenletek együtthatói az A , B , C tengelyek irányába mutató egységvektorok vetületei az U , V , W tengelyekre. Ebből könnyen kiszámíthatjuk az A , B , C tengelyek irányát az UVW rendszerben (1. ábra).

Az A , B , C tengelyek irányát földrajzi koordinátákkal kifejezve a következőkben foglalhatjuk össze:

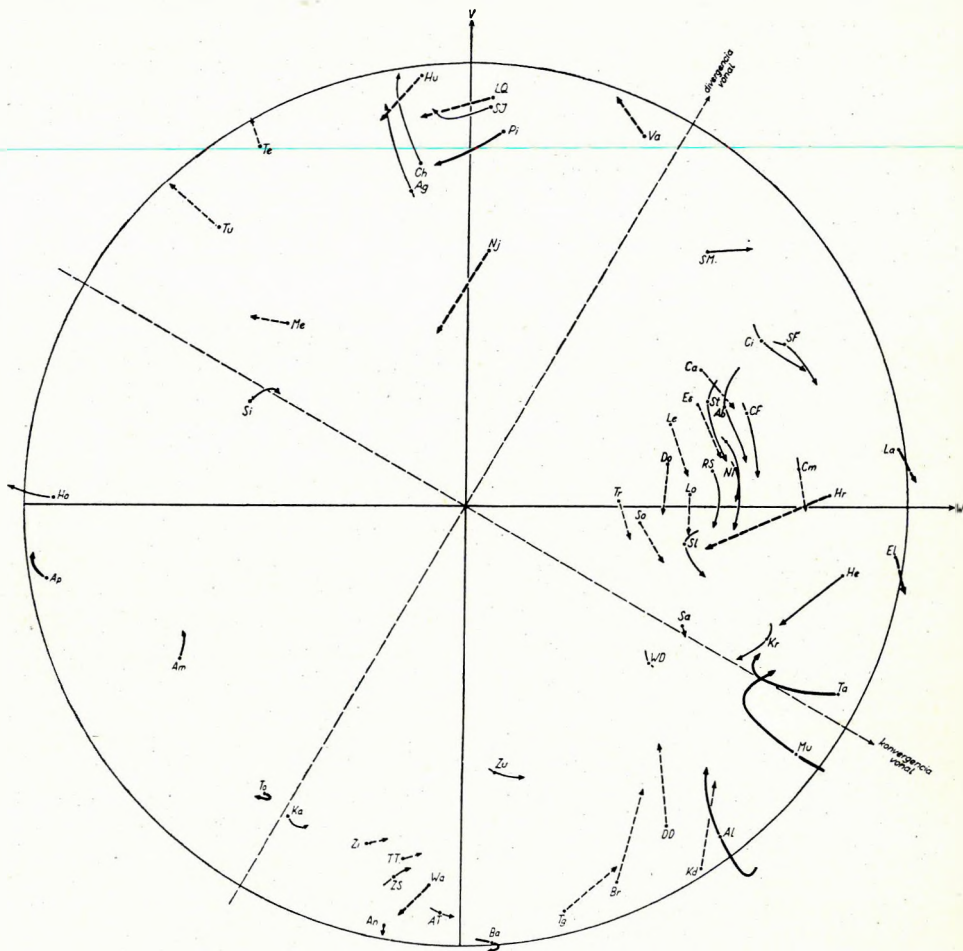
	φ	λ	
az A tengely	$28^\circ 02'$	$247^\circ 12'$	pont felé
a B „	$9^\circ 51'$	$342^\circ 31'$	„ „
a C „	$60^\circ 00'$	$270^\circ 00'$	„ „

irányul.

Az évszázados változás így kiszámított összetevőinek vektordiagramjait az ABC rendszer síkjain az 5., 6., 7. ábrán szemléltetjük. Az ábra megszerkesztésére a rövidebb sorozatú obszervatóriumok adatait is felhasználtuk. 10 évnél hosszabb sorozatú obszervatóriumok kezdő és vég adatát felhasználva feltételeztük, hogy időközben a változás lineáris volt. Ezt a menetet vetítettük a megfelelő koordinátasíkokra. A kezdő és végpont által meghatározott irányban a sorozatot 50 év hosszúságúra extrapoláltuk. Az ábrák szerkesztésére felhasznált adatokat az I. és II. táblázatban közöljük.

Az 5. ábrából világosan kitűnik, hogy a vektorok a vetületi kép középpontja körül ($\varphi = 28^\circ 02'$ és $\lambda = 67^\circ 12'$) szembefordulnak. A peremen fekvő obszervatóriumok vektorai pedig sugarasan kifelé mutatnak. Az

átellenes ponton ismét szembefordulás tapasztalható, itt azonban kevés az obszervatórium, a jelenség tehát nem mutatkozik egészen határozottan. Ebből és a megfelelő oldalnézetekből (6—7. ábra) arra következtethetünk, hogy Pakisztán körül, mint középpont körül, nagy mélységben (2—3000 km) mintegy 3000 km sugarú *köráram folyik*. Pakisztán felől nézve az áram

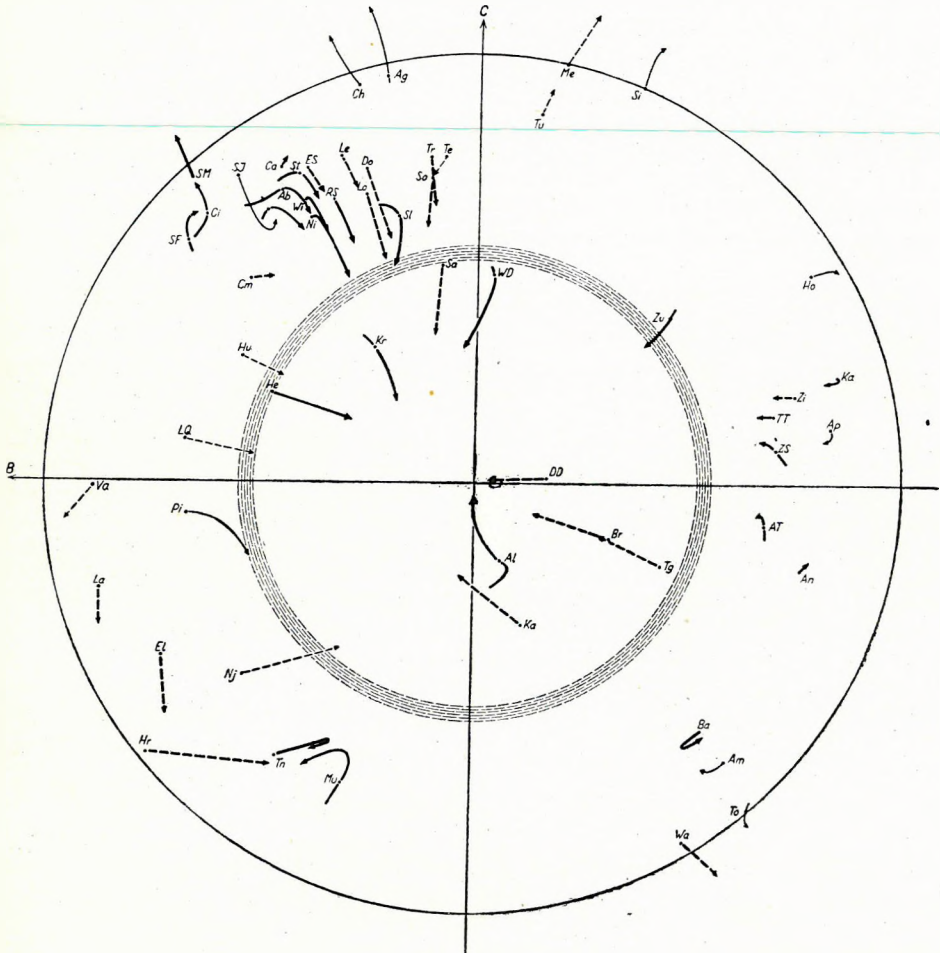


4. ábra. Az évszázados változás kiegyenlített vektordiagramjainak ortogonális vetülete az egyenlítő síkjára a déli pólus felől nézve (a nézőpont felől fekvő obszervatóriumok menetét vastag, az átellenes oldalon fekvőket vékony, a rövid sorozatú obszervatóriumok menetéből 50 év hosszúra extrapolált menetek pedig szaggatott vonallal ábrázoltuk)

Fig. 4. Orthogonal projection of the smoothed vector diagrams of the secular variation to the plane of the Equator as seen from the South pole (the course of observatories lying from the view-point is represented by a thick line, that of observatories situated opposite by a thin line and the courses of short-series observatories extrapolated to 50 years by a dotted line)

iránya megegyezik az óramutató járásával, intenzitása hozzávetőleges számítás szerint 10^7 – 10^8 amper nagyságrendűnek becsülhető; helyzete és erőssége időben változik, ez lehet az évszázados változás oka.

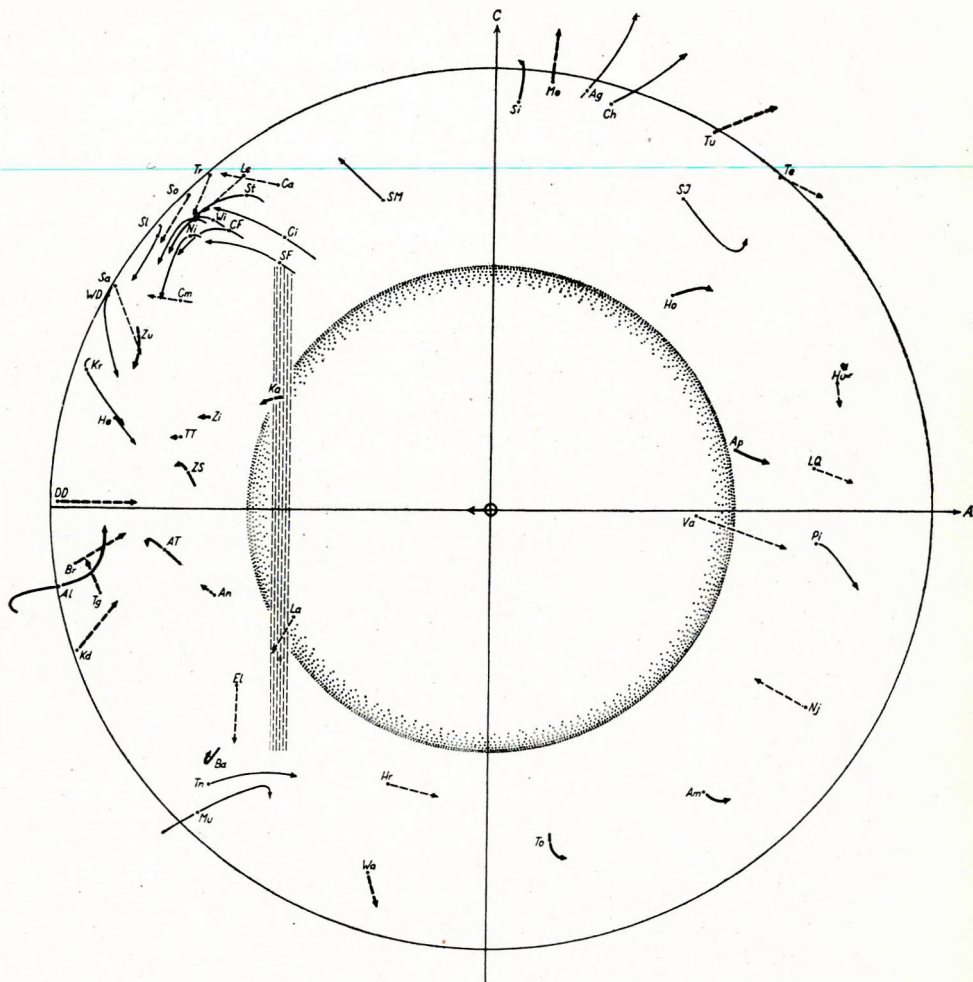
Érdekes megemlíteni, hogy a Föld mágneses középpontja a Föld geometriai középpontjától —342 km távolságra éppen a B tengelyen fekszik



5. ábra. Az évszázados változás Pakisztán felől nézve : $\equiv \equiv \equiv$ a feltételezett örvény; \circ a Föld mágneses középpontja. (A nézőpont felől fekvő obszervatóriumok menetét vastag, az áttellenes oldalon fekvőket vékony, a rövid sorozatú obszervatóriumok menetéből 50 év hosszúra extrapolált meneteket pedig szaggatott vonallal ábrázoltuk)

Fig. 5. The secular variation as seen from Pakistan: $\equiv \equiv \equiv$ the assumed eddy, \circ the magnetic center of the Earth. (The course of observatories situated from the view-point is represented by a thick line, that of observatories situated opposite by a thin line and the courses of short-series observatories extrapolated to 50 years by a dotted line)

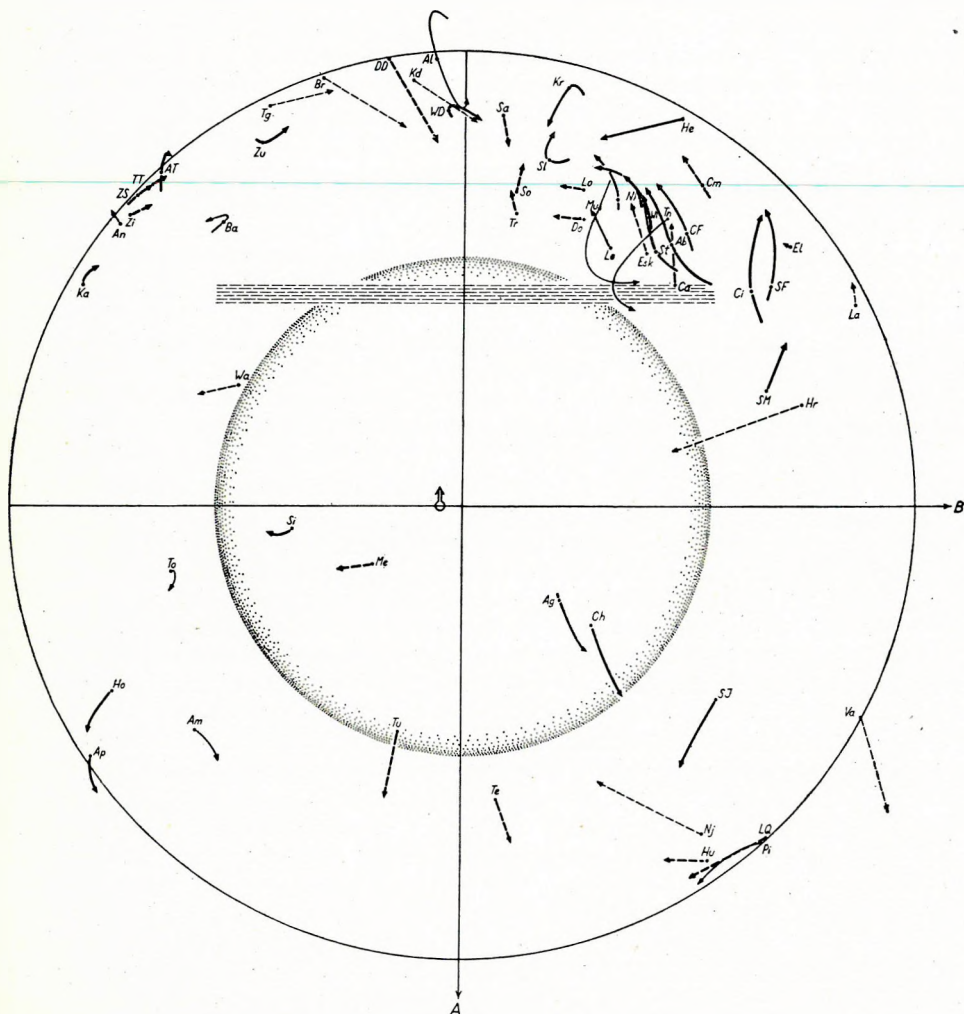
(a mágneses középpont koordinátája 1922-ben $\varphi = 6,5^\circ$, $\lambda = 161,8^\circ$ volt). Az eddigi gömbfüggvény sorfejtések alapján megállapítható, hogy ez a középpont évenként 10 km sebességgel NyÉNy irányban Pakisztán felé



6. ábra. Az évszázados változás a Marshall-szigetek felől nézve: $\equiv \equiv \equiv$ a feltételezett örvény; \odot a Föld mágneses középpontja és mozgásának iránya. (A nézőpont felől fekvő obszervatóriumok menetét vastag, az átellenes oldalon fekvőket vékony, a rövid sorozatú obszervatóriumok menetéből 50 év hosszúra extrapolált meneteket pedig szaggatott vonallal ábrázoltuk)

Fig. 6. The secular variation as seen from the Marshall-Islands: $\equiv \equiv \equiv$ the assumed eddy, \odot magnetic center of the Earth and direction of its movement. (The course of observatories situated from the view-point is represented by a thick line, that of observatories situated opposite by a thin line and the courses of short-series observatories extrapolated to 50 years by a dotted line)

mozog. Ha feltételezzük, hogy a földmágnesség hordozója a földmag, akkor ez a megállapítás azt jelenti, hogy a földmag mozdul el ebben az irányban és ezzel a sebességgel. Ezek szerint a földmágneses térnek három lényeges



7. ábra. Az évszázados változás a Hudson-öböl felől nézve: $\equiv \equiv \equiv$ a feltételezett örvény; δ a Föld mágneses középpontja és mozgásának iránya. (A nézőpont felől fekvő obszervatóriumok menetét vastag, az átellenes oldalon fekvőket vékony, a rövid sorozatú obszervatóriumok menetéből 50 év hosszúra extrapolált meneteket pedig szaggatott vonallal ábrázoltuk)

Fig. 7. The secular variation as seen from the Gulf of Hudson: $\equiv \equiv \equiv$ the assumed eddy, δ magnetic center of the Earth and direction of its movement. (The course of observatories situated from the view-point is represented by a thick line, that of observatories situated opposite by a thin line and the courses of short-series observatories extrapolated to 50 years by a dotted line)

iránya van: a mágneses tengely, a geometriai középpontot a mágneses középponttal összekötő irány és az évszázados változást okozó örvény középpontját a geometriai középponttal összekötő irány. A három irány egymásra közel merőleges.

Könnyű ehhez az elgondoláshoz kapcsolódni. A földmag elmozdulása ugyanis nyomásnövekedést és anyagszétáramlást okoz a Pakisztán alatti pont körül. A szétáramló tömeget a Coriolis-erő az óramutató járásával megegyező irányú spirális pályára kényszeríti. Ha a mozgó tömegnek pozitív elektromos töltése van, akkor a keletkező konvekciós áram okozhatja a mágneses tér évszázados változását. Az egész örvény a földmag mozgása következtében NyÉNy irányban halad, ez az oka a mágneses változások ismeretes, általános nyugati irányú mozgásának.

A mágneses középpont mozgásának sebességéből könnyen megállapítható, hogy a Föld forgástengelyét a földmag 4000 év alatt kerülné meg, hasonló nagy időtartamokat kapunk, ha az izoporok vándorlássebességéből, vagy a mágneses sarok mozgássebességéből következtetünk az évszázados változásra. Ezzel szemben a londoni és más hosszú sorozatokból megállapítható, hogy egy helyen észlelve a mágneses változás periódusa 400—500 év, ami az előző időtartamnak csak töredéke.

Az egységes szemlélet ellenére tehát a folyamat periódusa egy bizonyos jelenségsorozat szerint több 1000, más — ugyancsak cáfolhatatlan — megfigyelések szerint pedig csak néhány 100 év. Az ellentmondást megszüntethetjük, ha feltételezzük, hogy a földmag nem kerüli meg a forgástengelyt, hanem egy bizonyos egyensúlyi állapot körül ingalengést végez. Az ingalengés periódusa 400—500 év. Természetes, hogy ennek a feltevésnek alkalmazásával jogosulatlanná válik a földmag, vagy a mágneses sarok, vagy az izoporok mozgásának extrapolálása és annak a kiszámítása, hogy ezek mennyi idő alatt kerülnék meg a Földet.

A feltevésből következik, hogy a mostani örvény néhány 100 évvel ezelőtt a Föld átelles oldalán lehetett. Érdekes ezzel kapcsolatban megemlíteni, hogy H. Fritsche 1900-ban megjelent munkájában [8., 62. o.] kijelenti, hogy 1550, 1600, 1650, 1780, 1842, 1885, 1900-as években a pozitív elhajlású területeket — nem tekintve a pólustól pólusig húzódó főagon vonalakat — egy kisebb zárt agonvonal választotta el a körülfekvő negatív elhajlású területektől (Fritsche a nyugati elhajlást nevezte pozitívnak és a keletit negatívnak). Az 1550, 1600 és 1650-es években ez a zárt agonvonal a 200—260° meridiánok és a 30° északi és déli szélességek között feküdt, nagyságát és helyzetét alig változtatta. 1700-ban a zárt agonvonal eltűnt, 1782-ben a 110—140° hosszúságok és a +60° — +25° szélességek közötti területen megjelent, és 1842, 1885 és 1900-ban helyét alig változtatta, csak minden irányban gyengén kiterjedt. Fritsche megállapítása és az előbb felvázolt elképzelés közötti összefüggés könnyen felismerhető, ezért a Fritsche által nyújtott adatrendszerre a vizsgálatot ki óhajtjuk terjeszteni.

A fenti elképzeléssel a szuperponált hullámot, illetve az évszázados változás térgörbéjének csavarvonalyszerű mozgását szintén könnyen magyarázhatjuk. Az örvény helyzete és intenzitása nem állandó, tengelye precessziós mozgást is végezhet. Ezek a másodlagos hatások hozhatják létre

a szuperponált hullámot, illetve a mágneses évszázados változásban észlelt csavarvonal jellegű menetet. A szuperponált hullám alapján tehát a földmagmozgás kisebb, rendszeres sajátosságaira is következtethetünk. A hullám vektordiagramjait az *ABC* rendszerben is ábráztuk, és ezek az ábrák szintén az örvény középpontja körül mutattak jellegzetes szimmetriákat. Ezzel a kérdéssel egy későbbi értekezésünkben kívánunk foglalkozni.

Köszönettel tartozom dr. Albert Anna munkatársamnak, mert a vizsgálattal kapcsolatos nagy tömegű számítási munkát nagy szakértelemmel szervezte meg, megbízhatóan végezte és részben irányította.

A rövid sorozatú obszervatóriumok adatai

Obszervatórium		φ	λ	észlelés időköze	ΔX	ΔY	ΔZ	ΔU	ΔV	ΔW	ΔA	ΔB	ΔC			
neve	jele															
Tromsö	Tr	+ 69°40'	+ 18°57'	1931—1944	— 313	+	431	+	269	— 360	— 424	+	215	— 233	— 33	— 547
Sodankylä	So	+ 67°22'	+ 26°39'	1914—1942	— 1058	+	846	+	370	— 749	— 924	+	747	— 694	+	138
Dombas	Do	+ 62°05'	+ 9°06'	1931—1946	— 185	+	631	+	804	— 797	— 661	— 78	+	2	— 329	— 983
Lerwick	Le	+ 60°08'	+ 358°49'	1923—1946	— 22	+	1148	+	197	— 181	— 1093	+	360	— 833	— 414	— 730
Lovö	Lo	+ 59°21'	+ 17°50'	1929—1946	— 329	+	665	+	684	— 756	— 667	— 29	— 302	— 52	— 302	— 956
Saimnischtsche	Sa	+ 55°50'	+ 48°51'	1914—1945	— 1367	+	185	+	1579	— 2079	— 282	+	37	— 775	+	212
Eskdalemuir	Es	+ 55°18'	+ 356°48'	1908—1946	— 195	+	1894	— 173	— 254	— 1753	— 282	+	720	— 1680	— 565	— 727
Meanook	Me	+ 54°37'	+ 246°40'	1918—1942	— 33	— 530	— 1205	— 1002	— 109	— 109	— 109	— 759	— 1072	— 176	— 353	— 353
Cahirelveen	Ca	+ 51°56'	+ 349°45'	1899—1937	— 601	+	1560	— 1162	— 1285	— 1207	— 1017	— 1002	— 586	— 116	— 343	— 17
Capodimonte	Cm	+ 40°52'	+ 14°15'	1884—1911	— 490	+	952	— 461	— 672	— 942	— 942	— 102	— 373	— 184	— 343	— 17
Zinsen	Zi	+ 37°28'	+ 126°38'	1918—1941	— 155	— 332	— 131	— 43	— 102	— 373	— 184	— 343	— 17	— 343	— 17	— 343
Tsingtau	TT	+ 36°04'	+ 120°19'	1916—1936	— 70	— 302	— 97	— 0	— 69	— 318	— 150	— 288	— 25	— 288	— 25	— 288
Tucson	Tu	+ 32°15'	+ 249°10'	1910—1947	— 1311	— 239	— 1764	— 168	— 1473	— 1639	— 1437	— 2407	— 285	— 2387	— 1504	— 65
Dehra Dun	DD	+ 30°19'	+ 78°03'	1903—1937	— 143	— 1070	— 2603	— 1437	— 2407	— 285	— 232	— 435	— 714	— 277	— 400	— 400
Barrackpore	Br	+ 22°46'	+ 88°22'	1904—1914	— 188	— 542	— 678	— 89	— 853	— 232	— 435	— 714	— 277	— 400	— 400	— 400
Teoloyucan	Te	+ 19°45'	+ 260°49'	1922—1946	— 947	+	54	— 274	— 799	— 241	— 241	— 241	— 241	— 241	— 241	— 241
Tuongoo	Tg	+ 18°56'	+ 96°27'	1905—1922	— 484	— 882	— 323	— 353	— 353	— 669	— 669	— 669	— 669	— 669	— 669	— 669
Antipolo	Ad	+ 14°36'	+ 121°10'	1911—1938	— 285	— 53	— 296	— 350	— 220	— 11	— 299	— 204	— 204	— 204	— 204	— 204
Kodaikanal	Kd	+ 10°14'	+ 77°28'	1902—1922	— 433	— 1099	— 1110	— 229	— 1582	— 271	— 768	— 1102	— 271	— 768	— 1102	— 898
Loanda	La	— 8°49'	+ 13°13'	1902—1915	— 220	+	400	— 181	— 245	— 376	— 376	— 198	— 198	— 246	— 36	— 422
Elisabethville	El	— 11°40'	+ 27°28'	1933—1945	— 468	+	331	— 218	— 503	— 342	— 80	— 30	— 80	— 30	— 62	— 608
Huancayo	Hu	— 12°03'	+ 284°40'	1922—1946	— 362	— 919	— 754	— 196	— 910	— 823	— 823	— 823	— 823	— 19	— 899	— 447
La Quiaca	LQ	— 22°07'	+ 294°25'	1920—1933	— 322	— 852	— 247	— 209	— 289	— 871	— 443	— 815	— 871	— 443	— 815	— 159
Vassouras	Va	— 22°24'	+ 316°21'	1915—1942	— 1307	— 1233	— 1642	— 1834	— 1450	— 678	— 2197	— 680	— 678	— 2197	— 680	— 783
Watheroo	Wa	— 30°19'	+ 115°53'	1919—1945	— 118	+	623	— 866	— 866	— 719	— 686	— 240	— 686	— 240	— 868	— 721
Hermanus	Hr	— 34°25'	+ 19°14'	1933—1946	— 923	+	558	— 1102	— 139	— 602	— 1412	— 547	— 602	— 1412	— 547	— 1434
Neujahrinsel	Nj	— 54°39'	+ 295°51'	1902—1916	— 400	— 559	— 1288	— 819	— 1020	— 647	— 641	— 1271	— 647	— 641	— 1271	— 347

II. táblázat

A hosszú sorozatú obszervatóriumok adatsorát megközelítő függvények
az XYZ, UVW és ABC rendszerben

Slutzk	Sl	(1869—1941)	$\varphi = + 59,7^\circ$	$\lambda = + 30,5^\circ$
$X = 32,02 t - 0,6510 t^2$	$U = 6,33 t - 0,3280 t^2$	$A = 10,01 t - 0,2958 t^2$		
$Y = 20,18 t + 0,0983 t^2$	$V = -14,40 t - 0,1898 t^2$	$B = -37,87 t + 0,3549 t^2$		
$Z = 11,38 t - 0,0005 t^2$	$W = 36,26 t + 0,5384 t^2$	$C = 5,26 t - 0,4691 t^2$		
$t =$ időpont — 1868				
Sitka	Si	(1902—1950)	$\varphi = + 57,1^\circ$	$\lambda = + 224,7^\circ$
$X = -6,19 t + 0,1248 t^2$	$U = 67,95 t - 0,6558 t^2$	$A = 14,86 t - 0,2798 t^2$		
$Y = 14,04 t - 0,3692 t^2$	$V = 34,92 t - 0,5812 t^2$	$B = 21,18 t + 0,0304 t^2$		
$Z = -84,93 t + 0,8618 t^2$	$W = -40,17 t + 0,3562 t^2$	$C = 82,34 t - 0,9030 t^2$		
$t =$ időpont — 1901				
Wysokaja-Doubrava	WD	(1887—1944)	$\varphi = + 56,7^\circ$	$\lambda = + 61,1^\circ$
$X = -25,36 t - 0,3059 t^2$	$U = -0,58 t - 0,6701 t^2$	$A = -28,36 t + 0,4198 t^2$		
$Y = 24,89 t - 0,4247 t^2$	$V = -38,33 t + 0,3726 t^2$	$B = -18,10 t + 0,5103 t^2$		
$Z = -15,96 t + 0,6008 t^2$	$W = 6,88 t + 0,2168 t^2$	$C = -19,63 t - 0,4452 t^2$		
$t =$ időpont — 1886				
Rude Skov	RS	(1892—1949)	$\varphi = + 55,8^\circ$	$\lambda = + 12,5^\circ$
$X = 6,19 t - 0,2560 t^2$	$U = 42,60 t - 0,8925 t^2$	$A = -50,94 t + 0,3486 t^2$		
$Y = 26,90 t + 0,3084 t^2$	$V = -23,43 t - 0,3489 t^2$	$B = -2,22 t - 0,2527 t^2$		
$Z = -47,30 t + 0,9051 t^2$	$W = 25,21 t - 0,2482 t^2$	$C = +21,44 t - 0,8913 t^2$		
$t =$ időpont — 1891				
Stonyhurst	St	(1865—1943)	$\varphi = + 53,8^\circ$	$\lambda = + 357,5^\circ$
$X = 41,71 t - 0,2979 t^2$	$U = 29,44 t - 0,1492 t^2$	$A = -12,39 t - 0,2781 t^2$		
$Y = 9,41 t + 0,3244 t^2$	$V = -20,65 t - 0,1938 t^2$	$B = -36,12 t + 0,1902 t^2$		
$Z = -5,95 t - 0,0331 t^2$	$W = -23,90 t + 0,3677 t^2$	$C = 20,14 t - 0,2856 t^2$		
$t =$ időpont — 1864				
Witteween	Wi	(1891—1947)	$\varphi = + 52,8^\circ$	$\lambda = + 6,7^\circ$
$X = 12,64 t - 0,1740 t^2$	$U = 54,87 t - 0,8208 t^2$	$A = -55,50 t + 0,2465 t^2$		
$Y = 24,09 t + 0,4100 t^2$	$V = -16,98 t - 0,4972 t^2$	$B = 4,06 t - 0,3888 t^2$		
$Z = -59,30 t + 0,8984 t^2$	$W = 30,94 t - 0,2908 t^2$	$C = 34,06 t - 0,8908 t^2$		
$t =$ időpont — 1890				
Zuy	Zu	(1887—1945)	$\varphi = + 52,5^\circ$	$\lambda = + 104,0^\circ$
$X = -24,69 t + 0,0544 t^2$	$U = -32,69 t + 0,1352 t^2$	$A = 8,48 t - 0,2261 t^2$		
$Y = -4,95 t - 0,2606 t^2$	$V = -5,39 t - 0,0031 t^2$	$B = 6,64 t + 0,1778 t^2$		
$Z = 22,26 t - 0,1286 t^2$	$W = 5,65 t + 0,2629 t^2$	$C = -31,84 t + 0,0685 t^2$		
$t =$ időpont — 1886				
Niemegk	Ni	(1890—1949)	$\varphi = + 52,1^\circ$	$\lambda = + 12,7^\circ$
$X = 9,68 t - 0,2341 t^2$	$U = 35,21 t - 0,7629 t^2$	$A = -44,65 t + 0,2790 t^2$		
$Y = 28,31 t + 0,3225 t^2$	$V = -25,83 t - 0,3620 t^2$	$B = -7,16 t - 0,2824 t^2$		
$Z = -37,08 t + 0,7846 t^2$	$W = 19,07 t - 0,2475 t^2$	$C = 15,02 t - 0,7854 t^2$		
$t =$ időpont — 1889				

II. táblázat folytatás

Abinger	Ab	(1846—1946)	$\varphi = + 51,2^\circ$	$\lambda = + 359,6^\circ$
$X = 56,16 t - 0,4139 t^2 + 0,000997 t^3$			$U = 36,74 t - 0,0044 t^2 - 0,001316 t^3$	
$Y = 29,39 t - 0,1632 t^2 + 0,002369 t^3$			$V = -42,89 t + 0,3445 t^2 - 0,003059 t^3$	
$Z = -1,98 t - 0,3271 t^2 + 0,002491 t^3$			$W = -28,87 t + 0,4316 t^2 - 0,001312 t^3$	
$A = -26,95 t - 0,0421 t^2 - 0,00052 t^3$				
$B = -54,85 t + 0,5448 t^2 - 0,00266 t^3$				
$C = 16,97 t + 0,080 t^2 - 0,00234 t^3$				
$t = \text{időpont} - 1845$				
Chambon-la-Forêt	CF	(1883—1950)	$\varphi = + 48,0^\circ$	$\lambda = + 2,3^\circ$
$X = 26,72 t - 0,1728 t^2$		$U = 47,41 t - 0,4538 t^2$	$A = -38,32 t - 0,0581 t^3$	
$Y = 16,91 t + 0,4219 t^2$		$V = -13,86 t - 0,4561 t^2$	$B = -7,50 t - 0,2264 t^2$	
$Z = -39,74 t + 0,4551 t^2$		$W = 11,80 t - 0,0316 t^2$	$C = 32,47 t - 0,6002 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1882$				
Agincourt	Ag	(1899—1950)	$\varphi = + 43,8^\circ$	$\lambda = + 280,7^\circ$
$X = -50,36 t + 0,4103 t^2$		$U = 36,49 t - 0,0607 t^2$	$A = 75,67 t - 0,5906 t^2$	
$Y = -25,98 t + 0,3147 t^2$		$V = 104,40 t - 0,5893 t^2$	$B = 24,59 t - 0,0437 t^2$	
$Z = -105,25 t + 0,5156 t^2$		$W = -43,04 t + 0,3986 t^2$	$C = 88,05 t - 0,3991 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1898$				
Karsani	Kr	(1879—1934)	$\varphi = + 41,8^\circ$	$\lambda = + 44,7^\circ$
$X = -2,42 t - 0,4383 t^2$		$U = 14,92 t - 1,0760 t^2$	$A = -35,38 t + 0,9538 t^2$	
$Y = 34,94 t - 0,0092 t^2$		$V = -40,16 t + 0,2278 t^2$	$B = -23,66 t - 0,0590 t^2$	
$Z = -25,09 t + 1,1241 t^2$		$W = 4,56 t - 0,4962 t^2$	$C = -6,64 t - 0,7366 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1878$				
Coimbra	Ci	(1866—1944)	$\varphi = + 40,2^\circ$	$\lambda = + 351,6^\circ$
$X = 45,26 t - 0,1729 t^2$		$U = 47,53 t + 0,0695 t^2$	$A = -33,97 t - 0,3111 t^2$	
$Y = 17,18 t + 0,2358 t^2$		$V = -21,79 t - 0,0336 t^2$	$B = -24,32 t + 0,2920 t^2$	
$Z = -20,07 t - 0,3123 t^2$		$W = -3,67 t + 0,4208 t^2$	$C = 31,65 t - 0,0309 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1865$				
Cheltenham	Ch	(1902—1950)	$\varphi = + 38,7^\circ$	$\lambda = + 283,2^\circ$
$X = -90,65 t + 0,8609 t^2$		$U = -2,72 t + 0,1492 t^2$	$A = 115,71 t - 1,0888 t^2$	
$Y = -25,70 t + 0,3250 t^2$		$V = 136,76 t - 1,1352 t^2$	$B = 49,90 t - 0,3489 t^2$	
$Z = -108,81 t + 0,8359 t^2$		$W = -44,67 t + 0,4834 t^2$	$C = 69,49 t - 0,4873 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1901$				
San Miguel	SM	(1911—1950)	$\varphi = + 37,8^\circ$	$\lambda = + 334,3^\circ$
$X = 32,72 t$		$U = 62,55 t$	$A = -50,87 t$	
$Y = 25,75 t$		$V = 2,18 t$	$B = 19,50 t$	
$Z = -59,87 t$		$W = 37,43 t$	$C = 48,48 t$	
$t = \text{időpont} - 1910$				
San Fernando	SF	(1891—1950)	$\varphi = + 36,5^\circ$	$\lambda = + 353,8^\circ$
$X = 29,36 t + 0,0256 t^2$		$U = 68,21 t - 0,2881 t^2$	$A = -62,98 t - 0,0542 t^2$	
$Y = 23,81 t + 0,3529 t^2$		$V = -1,60 t - 0,5115 t^2$	$B = 25,12 t - 0,4366 t^2$	
$Z = -74,99 t + 0,5189 t^2$		$W = 48,97 t - 0,2232 t^2$	$C = 49,55 t - 0,4482 t^2$	
$t = \text{időpont} - 1890$				

II. táblázat folytatás

Kakioka	Ka	(1897—1950)	$\varphi = + 36,2^\circ$	$\lambda = + 140,2^\circ$			
$X = - 2,54 t + 0,0932 t^2$	$U = 6,09 t - 0,0770 t^2$	$A = -22,91 t + 0,1482 t^2$					
$Y = -19,88 t + 0,0523 t^2$	$V = -20,72 t + 0,2552 t^2$	$B = - 5,12 t + 0,2334 t^2$					
$Z = -13,79 t + 0,2578 t^2$	$W = 11,19 t + 0,0827 t^2$	$C = - 6,40 t + 0,0376 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1896$							
Zô-Sè	ZS	(1875—1947)	$\varphi = + 31,1^\circ$	$\lambda = + 121,2^\circ$			
$X = 35,40 t - 0,2324 t^2$	$U = 29,27 t - 0,1995 t^2$	$A = -14,92 t + 0,0623 t^2$					
$Y = -16,17 t + 0,0426 t^2$	$V = 16,83 t - 0,1098 t^2$	$B = 20,32 t - 0,0819 t^2$					
$Z = 2,02 t + 0,0009 t^2$	$W = 19,46 t - 0,0631 t^2$	$C = 29,72 t - 0,2128 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1874$							
Helwan	He	(1903—1944)	$\varphi = + 29,9^\circ$	$\lambda = + 31,3^\circ$			
$X = 12,38 t$	$U = -16,15 t$	$A = 16,57 t$					
$Y = 55,74 t$	$V = -45,38 t$	$B = -72,90 t$					
$Z = 53,92 t$	$W = -62,03 t$	$C = -24,05 t$					
$t = \text{időpont} - 1902$							
Au-Tau	AT	(1884—1939)	$\varphi = + 22,4^\circ$	$\lambda = + 114,0^\circ$			
$X = 54,45 t - 0,5022 t^2$	$U = 64,17 t - 0,5942 t^2$	$A = -55,54 t + 0,4648 t^2$					
$Y = -27,44 t + 0,1722 t^2$	$V = -14,22 t + 0,1327 t^2$	$B = 0,92 t + 0,0554 t^2$					
$Z = -36,30 t + 0,3410 t^2$	$W = 26,73 t - 0,1654 t^2$	$C = 44,15 t - 0,4231 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1883$							
Honolulu	Hu	(1902—1950)	$\varphi = + 21,3^\circ$	$\lambda = + 201,9^\circ$			
$X = -31,43 t + 0,1630 t^2$	$U = - 3,18 t - 0,1295 t^2$	$A = 58,27 t - 0,4684 t^2$					
$Y = 12,95 t - 0,0709 t^2$	$V = 14,18 t - 0,0831 t^2$	$B = -51,02 t + 0,5724 t^2$					
$Z = -71,85 t + 0,7746 t^2$	$W = -78,15 t + 0,7797 t^2$	$C = 17,87 t - 0,2907 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1901$							
Alibag	Al	(1846—1949)	$\varphi = + 18,6^\circ$	$\lambda = + 72,9^\circ$			
$X = 62,42 t - 1,3311 t^2 + 0,009318 t^3$	$U = 77,05 t - 2,0419 t^2 + 0,013425 t^3$						
$Y = 49,72 t - 1,0038 t^2 + 0,004159 t^3$	$V = -56,84 t + 2,1095 t^2 - 0,010966 t^3$						
$Z = -56,09 t + 2,4461 t^2 - 0,014399 t^3$	$W = -18,60 t - 0,3786 t^2 + 0,003314 t^3$						
$A = -61,06 t + 2,5348 t^2 - 0,01532 t^3$							
$B = -62,38 t + 1,3510 t^2 - 0,00647 t^3$							
$C = 43,53 t - 0,7158 t^2 + 0,00591 t^3$							
$t = \text{időpont} - 1845$							
San Juan	SJ	(1903—1950)	$\varphi = + 18,4^\circ$	$\lambda = + 293,9^\circ$			
$X = -141,31 t + 1,7405 t^2$	$U = -162,47 t + 2,0786 t^2$	$A = 101,53 t - 0,8606 t^2$					
$Y = - 77,62 t + 0,5120 t^2$	$V = - 36,76 t + 0,7079 t^2$	$B = - 56,12 t + 0,5016 t^2$					
$Z = 89,93 t - 1,3532 t^2$	$W = - 79,58 t + 0,5484 t^2$	$C = -143,60 t + 2,0323 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1902$							
Batavia	Ba	(1884—1944)	$\varphi = -6,2^\circ$	$\lambda = + 106,9^\circ$			
$X = - 13,53 t + 0,3009 t^2$	$U = -27,44 t + 0,4035 t^2$	$A = -29,21 t + 0,3107 t^2$					
$Y = - 50,65 t + 0,7349 t^2$	$V = - 8,71 t + 0,0172 t^2$	$B = 45,50 t - 0,6760 t^2$					
$Z = -129,54 t + 0,9659 t^2$	$W = 59,84 t - 0,8008 t^2$	$C = -38,55 t + 0,5009 t^2$					
$t = \text{időpont} - 1883$							

II. táblázat folytatás

Apia	Ap	(1905—1950)	$\varphi = -13,8^\circ$	$\lambda = +188,2^\circ$
$X = -29,80 t + 0,1491 t^2$	$U = -36,25 t + 0,2301 t^2$	$A = 38,16 t - 0,1524 t^2$		
$Y = 14,30 t + 0,1286 t^2$	$V = 8,92 t + 0,1944 t^2$	$B = -7,81 t + 0,2922 t^2$		
$Z = -30,66 t + 0,3575 t^2$	$W = -25,27 t + 0,2754 t^2$	$C = -22,70 t + 0,2407 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1904$				

Tananarivo	Tn	(1902—1950)	$\varphi = -18,9^\circ$	$\lambda = +47,5^\circ$
$X = -50,03 t - 0,0137 t^2$	$U = 8,15 t - 0,6737 t^2$	$A = 116,14 t - 0,7262 t^2$		
$Y = 94,69 t - 1,8726 t^2$	$V = -5,20 t + 0,8168 t^2$	$B = -160,19 t + 2,5892 t^2$		
$Z = 171,30 t - 2,0398 t^2$	$W = -201,79 t + 2,5587 t^2$	$C = 40,79 t - 0,6606 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1901$				

Mauritius	Mu	(1893—1950)	$\varphi = -20,1^\circ$	$\lambda = +57,6^\circ$
$X = -39,09 t - 0,0066 t^2$	$U = 40,00 t - 0,9110 t^2$	$A = 170,86 t - 1,5492 t^2$		
$Y = 30,31 t - 1,1705 t^2$	$V = 108,65 t - 0,5329 t^2$	$B = -92,22 t + 1,8961 t^2$		
$Z = 223,20 t - 2,6325 t^2$	$W = -197,12 t + 2,6807 t^2$	$C = 120,68 t - 1,5180 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1892$				

Pilar	Pi	(1905—1950)	$\varphi = -31,7^\circ$	$\lambda = +296,1^\circ$
$X = -22,01 t - 0,5570 t^2$	$U = 5,62 t - 0,8591 t^2$	$A = 19,88 t + 0,3317 t^2$		
$Y = -78,35 t + 0,3970 t^2$	$V = -43,81 t + 0,2944 t^2$	$B = -91,50 t + 0,6551 t^2$		
$Z = 46,33 t - 0,7331 t^2$	$W = -82,57 t + 0,4248 t^2$	$C = -0,79 t - 0,6827 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1904$				

Toolangi	To	(1893—1949)	$\varphi = -37,5^\circ$	$\lambda = +145,5^\circ$
$X = -27,94 t + 0,2210 t^2$	$U = -34,73 t + 0,2337 t^2$	$A = -3,82 t + 0,2678 t^2$		
$Y = -23,44 t + 0,4490 t^2$	$V = -12,75 t + 0,2061 t^2$	$B = 13,29 t - 0,1445 t^2$		
$Z = -20,64 t + 0,0958 t^2$	$W = 19,67 t - 0,4032 t^2$	$C = -39,56 t + 0,3708 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1892$				

Amberley	Am	(1902—1950)	$\varphi = -43,2^\circ$	$\lambda = +172,7^\circ$
$X = -30,50 t + 0,1469 t^2$	$U = -27,16 t + 0,1574 t^2$	$A = 9,62 t + 0,2642 t^2$		
$Y = 0,64 t + 0,3845 t^2$	$V = 7,98 t + 0,3163 t^2$	$B = 19,92 t - 0,0054 t^2$		
$Z = -7,19 t + 0,0735 t^2$	$W = 13,46 t - 0,2236 t^2$	$C = -22,21 t + 0,3240 t^2$		
$t = \text{időpont} - 1901$				

IRODALOM

1. Barta György: A földmágnességi értékek változásának törvényszerűségei hazánkban. Magy. Tud. Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei, V. kötet, 1—2. szám, 1952.

2. Barta György: A földmágnességi tér évszázados változásának 44 éves periódusáról. Geofizikai Közlemények, III. évfolyam, 1. szám, 1954.

3. Barta György: A 40—50 year period in the secular variation of the geomagnetic field. Acta Geologica, Tomus IV, Fasciculus 1, 1956.

4. Bock R.—Schumann W.: Katalog der Jahresmittel der magnetischen Elemente. Akademie Verlag, Berlin, 1948.

5. Fanslau G. und Sellien K.: Die analytische Erfassung der geomagnetischen Säkulärvorvariation. Erdmagnetisches Jahrbuch 1953, Akademie-Verlag, Berlin, 1956.

6. *Fisk H. W.*: The unsymmetrical distribution of Magnetic Secular Variation. Terr. Magn. 37. kötet, 3. szám, 1932.
7. *Fleming J. A.*: Geomagnetic secular variations and surveys. Proceedings of the Physical Society LVIII. kötet, 1946.
8. *Fritsche H.*: Die Elemente des Erdmagnetismus und ihre saecularen Aenderungen . . . Szentpétervár, 1900.
9. *Johnston H. F.*: List of geomagnetic observatories and thesaurus of values. J. of Geophysical Research, 56. kötet, 3. szám, 1951.
10. *Vestine E. H.*: Magnetic secular variation in the Pacific area. Proceedings of the sixth Pacific Science Congress, 1939.
11. *Vestine E. H.*: On variations of the geomagnetic field, fluid motions and the rate of the Earth's rotation. J. of Geophysical Research, 58. kötet, 2. szám, 1953.
12. *Vestine E. H.* — *Laporte L.* — *Cooper C.*: Geomagnetic secular change during past epochs. Transactions, American Geophysical Union, 27. kötet, VI. szám, 1946.

G. BARTA

VARIATIONS OF
THE GEOMAGNETIC FIELD IN THE CARPATHIAN BASIN

On the basis of the magnetic surveys made in Hungary the author determined for each period between the surveys the position of the magnetic isopors and compared them with isoporic world maps. He suggests to compute — by means of national secular stations — the normal values valid for vast territories and to examine with their help the characteristics of the secular variation and its eventual local anomalies.

A FÖLDMÁGNESES TÉR VÁLTOZÁSA A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

BARTA GYÖRGY

Tanulmányom tárgya bizonyos szempontból történeti jellegű, ugyanis a változások vizsgálata mindig feltételez bizonyos időbeliséget. Ezért nem kerülhettem el a magyarországi obszervatóriumi vizsgálatok és országos mérések eredményeinek rövid ismertetését, habár tanulmányom célja nem a mérések történetének összefoglalása, hanem a mágneses évszázados változás térbeli eloszlásának lehetőleg pontos rögzítése a Kárpát-medencében.

A földmágneses tér évszázados változását mágneses obszervatóriumokban mérik. Magyarországon — a Kárpát-medence középpontjában — földmágneses megfigyelések már régóta folynak. Első mágneses elhajlásadataink 1696-ból származnak [1].

Az első obszervatóriumi jellegű mágneses elhajlás-megfigyeléseket a budai egyetem várhegyi csillagvizsgálójában a XVIII. század utolsó évtizedeiben végezték. Sajnos az észlelési adatok — nem tekintve néhány szórványt — csak egy 11 éves szakasról maradtak fenn. Ezek az adatok mégis igen fontosak, mert ezekből tudjuk, hogy Budán a nyugati elhajlás legnagyobb értéke $16^{\circ}06'$ volt 1795-ben. Ebből az időszakból az utolsó szórványadatunk 1802-ből származik [5]. Később is folytak megfigyelések, az eredményeket azonban nyomtatásban nem közölték, a kézirati feljegyzések pedig 1849-ben Buda ostrománál elvesztek [6]. Mindezek a megfigyelések csak a mágneses elhajlásra terjedtek ki, térerősségméréseket nem végeztek, ezért az adatok nem alkalmasak a teljes vektorváltozás megismerésére.

Az első obszervatóriumi jellegű, mindhárom mágneses elemre kiterjedő megfigyelési sorozat 1871-ben kezdődött Budán. 1889-ben a fejlődő nagyváros a mágneses megfigyeléseket már annyira zavarta, hogy az obszervatóriumot át kellett helyezni Ógyallára, Konkoly-Thege Miklós csillagdjába. Ennek az intézménynek a keretében folytak tovább a mágneses megfigyelések. 1918-ban az obszervatórium Csehszlovákiához került, a vízszintes összetevő és inklináció megfigyeléseket megszüntették és csak a deklináció megfigyeléseket folytatták 1924-től. Az 1939-es államváltozás után megint megkezdődött mindhárom mágneses összetevő mérése. Az 1945-ös újabb államváltozás után Ógyallán a mágneses méréseket 1949-ben kezdték meg újra, Magyarországon pedig 1948 végén sikerült Budakeszin berendezni egy ideiglenes regisztráló állomást. A végleges elhelyezési tihanyi obszervatórium 1954-ben kezdte meg működését.

A Kárpát-medencei obszervatóriumok kalandos története természetesen szükségessé tette a szakadozott sorozatok figyelmes vizsgálatát és gondos összedolgozását. Ilyen vizsgálatok során vettük észre 1951-ben, hogy az északi félteke obszervatóriumainak mágneses adatsorozataiban egy igen szabályos, 40—50 év periódusú lüktetés észlelhető. A változás mindhárom mágneses elemben jelentkezik, amplitudója 100—200 gamma nagyságrendű. Ha térben szemléljük a jelenséget, megállapíthatjuk, hogy a mágneses térvektor végpontja által leírt görbe csavarvonalszerű. Ennek a csavarvonálnak a tulajdonságai jelentkeznek a fent említett periódusban. A vizsgálatot tovább folytattuk és ennek nyomán az évszázados változás okára vonatkozóan bizonyos elképzelés alakult ki. A végeredményeket az ankéten ismertettem, de ezen a helyen az ismertetést elhagyom, mert a Geofizikai Közlemények ugyanebben a számában az eredményeket a kutatásra alkalmazott matematikai eljárással együtt közlöm.

Természetes, hogy ha az évszázados változás vizsgálata már bizonyos eredményekre vezetett, akkor az időbeli változást — minden nehézség ellenére — a Kárpát-medencében is részletesen és pontosan kívánjuk ismerni. A sok szakadozott sorozatból minden észlelési ponton össze akarjuk állítani a legmegbízhatóbb mágneses adatsorokat. A szakadási időpontokban a mágneses adatsorok egyszerű párhuzamos eltolása nem kielégítő megoldás, mert az egyes megfigyelési helyek (Buda, Ógyalla, Budakeszi és Tihany) egymástól kb. 100 km távolságra fekszenek és ekkora távolságban már az évszázados változás helyi különbségei észlelhetők, ha hosszabb időköz interpolálására van szükség. Hasonló nehézség merül fel akkor is, ha egy nagy területre kiterjedő mérés adatrendszerét más epochára kívánjuk átszámítani. Ezért az évszázados változás pontosabb megismerése céljából az egyes országos mágneses mérések eredményeiből kiszámítottuk a változás területi függését.

Az országos mérések adataiból matematikai úton határozzák meg a felmért terület mágneses normálképét. Az országos mérések közötti időre pedig a normálképek különbsége jelenti az évszázados változást. Az így meghatározott változás már az évszázados területi különbségeit is tartalmazza. Segítségével tehát megállapítható, hogy a szóbanforgó időközben mekkora az évszázados változás különbsége az egyes mérési pontok között. Kisebb időközre vonatkozóan, vagy közelfekvő észlelési pontok

esetén a változás tekintetbe vétele az egyszerű lineáris interpolációhoz, illetve párhuzamos eltoláshoz képest természetesen nem okoz jelentős változást. Nagyobb idő- és térközök áthidalása esetén azonban az évszázados változás területi különbségeinek elhanyagolása már jól mérhető hibákat okozhat.

Magyarországon, illetve az osztrák—magyar monarchia területén országos mágneses mérést 1850-ben, 1875-ben, 1890-ben és 1950-ben végeztek. Az 1875-ös Schenzl-féle mérésből a normáletteret képviselő függvényeket nem számították ki. Ezt az elmaradást pótoltuk és jelenleg már az 1875-ös normáletteret is ismerjük.

$$D_{1875,5} = -11^{\circ}01,05' + 0,084914\Delta\varphi - 0,607062\Delta\lambda - 0,0004680\Delta\varphi^2 - \\ - 0,00005428\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00025121\Delta\lambda^2$$

$$H_{1875,5} = 21590,51 - 7,834478\Delta\varphi + 1,718157\Delta\lambda + 0,00217487\Delta\varphi^2 - \\ - 0,00074986\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00078345\Delta\lambda^2$$

$$I_{1875,5} = 61^{\circ}23,93' + 0,813032\Delta\varphi - 0,154088\Delta\lambda - 0,00009749\Delta\varphi^2 + \\ + 0,00018024\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00005124\Delta\lambda^2,$$

ahol $\Delta\varphi = \varphi - 45^{\circ}30'$ és $\Delta\lambda = \lambda - 16^{\circ}00'$.

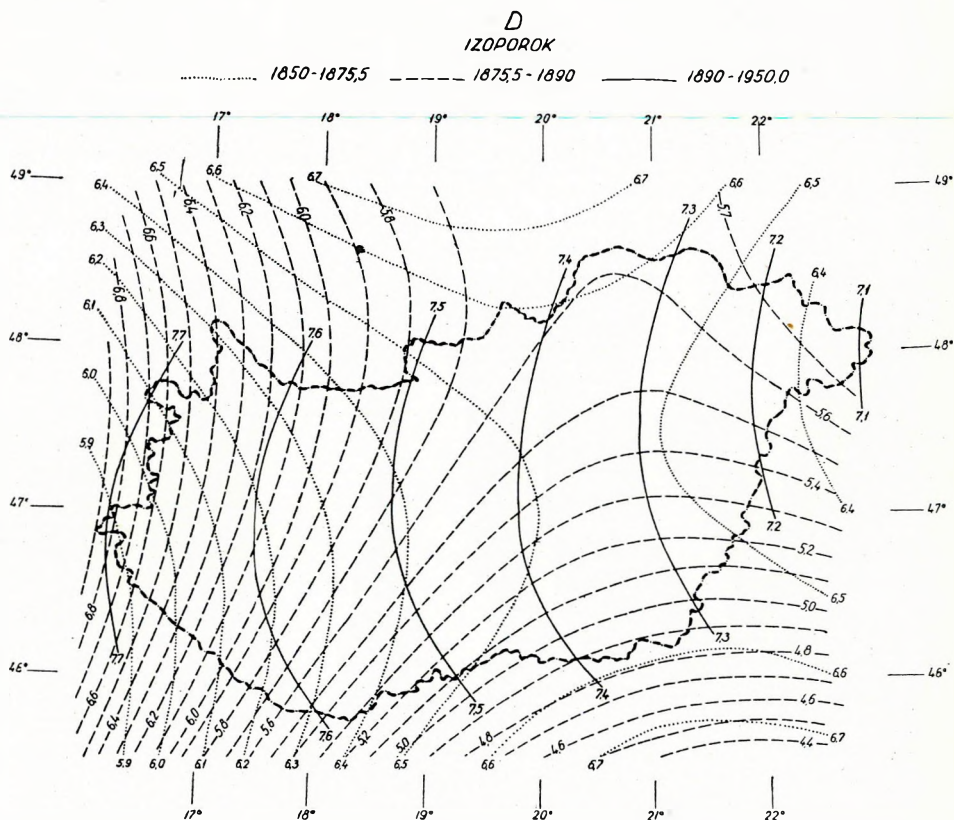
Az egyes országos mérések normális mágneses térbeli eloszlásából megszerkesztettük a különböző országos mérések közötti időkre a Kárpát-medence középpontjának izopor térképeit (1., 2., 3. ábra). Az ábrákból láthatóan az izoporok lefutása az idő folyamán erősen változott. A H és Z összetevőknek 1900 körül szélső értéke volt, a vizsgált időszakon belül tehát a változások jellege megváltozott. Lehet, hogy az izopor térképek szeszélyességének ez az egyik oka.

Izopor térképek vizsgálatakor ügyelnünk kell arra, hogy mennyiség-tani összefüggést ne tekintsünk fizikai valóságos összefüggésnek. Viszonyításuk ezért izopor térképeink egyes sajátságait az egész Földre vonatkozó izopor térképekhez [7].

A D izoporok 1850—1875 között nyeregalakot mutatnak. A nyereg-felület középpontjától számítva észak-déli irányban a változás sebessége nőtt, keletre és nyugatra csökkent. 1875—1890 között a nyeregalak ellenkező értelemben jelentkezik. Ezért a jelenség megítélésekor óvatosnak kell lenni. Az 1850 és 1890-es mérés az egész monarchiára, az 1875-ös mérés azonban csak az akkori Magyarország területére terjedt ki. Feltételezhető tehát, hogy ebből a területi különbségből származó számolástechnikai jelenségről van csak szó. Bizonyos hasonlóságot mutat azonban a jelenség a világtérképek Y izoporjaival. Ha ugyanis 1912-től 1942-ig Nyugat-Európa és Afrika területén levő izoporfókuszt középpontja 1850 és 1875 között Magyarországtól keletre fektet, akkor nyilván a változás sebessége kelet felé nőtt. 1875 körül az izoporfókuszt áthaladt az országon és 1875—1890 között a változás sebessége kelet felé már csökkent és ezt az irányzatát azóta is megtartotta [7].

A H izoporok 1850—1875 között eléggé egyenletes, szabályos lefutásúak, a vízszintes összetevő növekedett, a növekedés sebessége keleti irányban csökkent. Az 1875—1890-es izoporok nyeregalakúak. A vízszin-

tes összetevő az egész területen továbbra is növekedett, a nyeregfelület középpontjától számítva észak-déli irányban a változás sebessége csökkent, kelet–nyugati irányban nőtt. Az 1890–1950 közötti időszakban a vízszintes összetevő az egész ország területén csökkent. A csökkenés sebessége északkelet felé növekedett. A O izopor az 1922-re érvé-

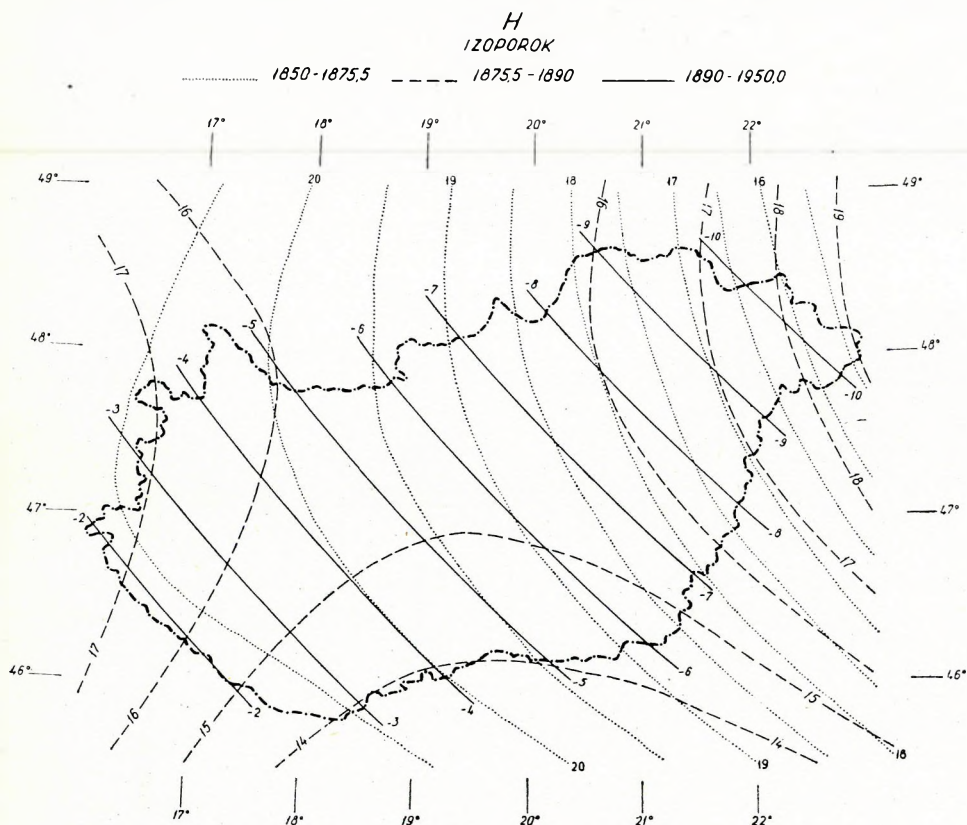


1. ábra. A mágneses elhajlás izoporjai Magyarországon

nyes izopor világtérképnek megfelelően valahol Jugoszlávián keresztül haladt [7]. Ez érthető, hiszen a mi izopor térképünk a két országos mérés közötti idő közepére, tehát 1920-ra vonatkozik. A régebbi idők H izoporjaira vonatkozóan feltételezhetjük, hogy a jelenleg Gibraltár közelében levő pozitív fókusz Magyarország térségében lehetett.

1850–1875 közötti időben a Kárpát-medencében a függőleges összetevő csökkent. A csökkenés sebessége dél felé növekedett, ami arra mutat, hogy jelenleg az Atlanti-óceán térségében fekvő negatív centrum akkor a Földközi-tenger környékén helyezkedett el. Az 1875–1890-es izoporok szerint a Kárpát-medence területének legnagyobb részén a Z már növeke-

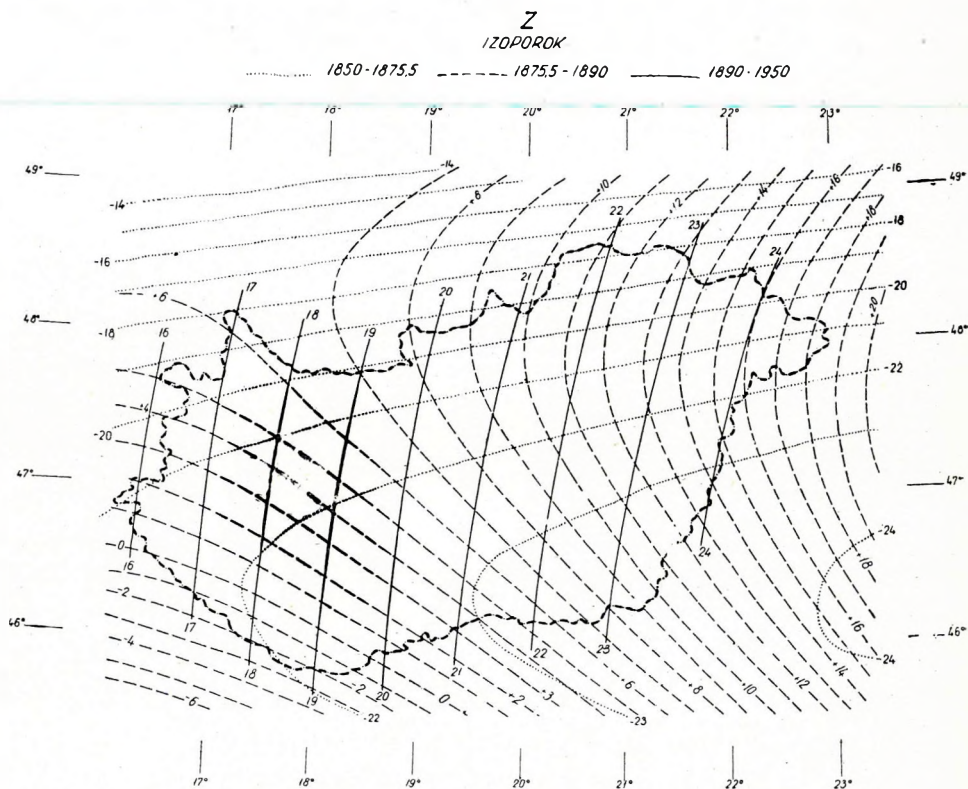
dett, a *O* izopor a Dráva közelében, a Drávával párhuzamosan húzódott. Világos, hogy a jelenleg Gibraltár közelében húzódó *O* izopor akkor Magyarország közelében volt. A legutolsó *Z* izopor adatokból kitűnik, hogy a függőleges összetevő évszázados változásának sebessége a világ-izopor térképekből nyert képnek megfelelően nyugatról kelet felé nő.



2. ábra. A mágneses térerősség vízszintes összetevőjének izoporjai Magyarországon

A lokális anomáliák miatt az egyes pontok között mért különbségek a számított különbségektől eltérnek. Ha feltételezzük, hogy a normálshoz képest az anomáliák az idő folyamán nem változnak és egy bizonyos időpontban ismerjük a különbséget és a változás függését a helytől, akkor egyszerűen kiszámíthatjuk a különbséget egy tetszőleges más időpontra is. Természetesen még ilyen interpoláció esetén is vannak különböző elhanyagolások. Így az egyes felhasznált országos mérések különböző nagyságú területre terjedtek ki. A mérések pontsűrűsége is különböző volt, és így a lokális anomáliák különbözőképpen befolyásolták a számított normálteret. A változás linearitásának feltételezése is önkényes. A

különböző időpontokban végzett mérések eredményeinek egyeztetése mégis arra mutatott, hogy az időbeli változás helyi függésének tekintetbe vétele az eredményeket lényegesen közelebb hozza egymáshoz. Hogy megbecsülhessük az évszázados változás helyi függésének hatását, megemlítem, hogy a javítás elhanyagolása Ógyalla és Budakeszi között az 1890-től 1950-ig terjedő időközben a mágneses elhajlásban 5', a vertikális



3. ábra. A mágneses térerősség függőleges összetevőjének izoporjai Magyarországon

összetevőben pedig 90 gamma eltérést okoz. Már ez is mutatja, hogy a jelen-ség elhanyagolása a mérési pontosságnál lényegesen nagyobb hibákra vezethet.

A vizsgálatra felhasznált országos mérések különböző területekre terjedtek ki. A mérési eredményekből számított függvények a felmért terület szélén torzítanak, ezért összehasonlításukat óvatosan kell végezni. A hibaforrások csökkentése céljából ugyanazokon a mérési pontokon nyert adatokból lehetőleg egységes, nagy területre kiterjedő normáaltereket kell kiszámítani. A multa vonatkozóan persze nem tudunk változtatni a történelmileg kialakult és a mindenkorai politikai határok által szabályozott

helyzetén. A jelenben azonban már arra kell törekedni, hogy az egyes országok a területükön állandó szekuláris pontokat állítsanak fel. Ezek a pontokon a mágneses tér változását azonos körülmények között, lehetőleg gyakran (2—3 évenként) határozzák meg, és hálózataikat időnként összehasonlító méréssel kapcsolják egymáshoz. Ilyen szekuláris pontok egész kontinensekre kiterjedő adatrendszereiből kiszámított, nagy felületre érvényes normálisok alapján igen nagy pontossággal meg lehet állapítani az évszázados változás sajátosságait és esetleges rendellenességeit. Ezeknek ismerete pedig felvilágosítást adhat a Föld belső felépítésének és folyamatainak nagyfajtaosságú részleteiről.

IRODALOM

1. *Hansteen Chr.*; Untersuchungen über den Magnetismus der Erde. Christiania, 1819.
2. *Kreil K.*; Magnetische und geographische Ortsbestimmungen in südöstlichen Europa und einigen Küstenpunkten Asiens. Denkschriften der math.-naturw. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss, XX. kötet.
3. *Kurländer I.*; Földmágnességi mérések a magyar korona országaiban 1892—94. években. Magy. Termtud. Társulat, Budapest, 1896.
4. *Liznár J.*; Die Verteilung der Erdmagnetischen Kraft in Österreich-Ungarn zur Epoche 1890. Denkschriften der math.-naturw. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss, LXVII. kötet, I. rész, Wien, 1895. II. rész, Wien, 1898.
5. *Schenzl G.*; Adalékok a magyar koronához tartozó országok földmágnességi viszonyai ismeretéhez. Magy. Termtud. Társulat, Budapest, 1881.
6. *Réthy A.*; A Gellérthegyi Csillagda 1849. évi pusztulása. Csillagok Világa, 1948. I. évf. 5. szám.
7. *Vestine E. H. — Laporte L. — Cooper C.*; Geomagnetic secular change during past epochs. Transactions, American Geophysical Union, 27. kötet, VI. szám, 1946.

WORKING UP OF MICROSEISMIC DATA CONCERNING THE EARTHQUAKE OF JANUARY 12, 1956, AND THE STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE HUNGARIAN BASIN

The earthquake occurred in the surroundings of Dunaharaszti on January 12, 1956 made it possible to determine the structure of the crust in the region of the Hungarian Basin. According to these data, the „granitic” crust under the sediment is extending as far as to 20.2 km depth, whereas the bottom of the Gabbroic crust is in a depth of 33 km. The computed velocities are in good agreement with the international data obtained in other regions. This agreement is especially good in the velocity of the wave P_n . The 3.31 km depth of the focus of the earthquake is pointing to the fact that the earthquake did not break from the proper crust, but from the bottom of the basin built up of carbonate rocks.

AZ 1956. JANUÁR 12-I FÖLDRENGÉS MIKROSZEIZMIKUS ADATAINAK FELDOLGOZÁSA ÉS A FÖLD KÉRGÉNEK FELÉPÍTÉSE A MAGYAR-MEDENCÉBEN

BISZTRICSÁNY EDE ÉS CSOMOR DEZSŐ

Az 1956. január 12-én $05^h 46^m 09,3^s$ -kor (Greenwich-i idő) Dunaharaszti környékén kipattant földrengést még 9000 km távolságban is regisztrálták a földrengésjelző készülékek. Praha *Anderson—Wood* készülékének szeizmogramjából 5,6-es magnitudót határozott meg. Az előzetes makroszeizmikus kiértékelés szerint az erősség 7,5 fok a *Mercalli—Sieberg* skálában az epicentrumban.

Az alábbiakban megkíséreljük ezt a rengést arra felhasználni, hogy segítségével a Magyar-medence kéregfelépítését és méreteit meghatározzuk.

A kiértékelés alapjául a makroszeizmikus epicentrumot fogadjuk el, amely a legerősebben megrázott terület súlypontja, ennek földrajzi koordinátái $47^\circ 21' N$, $19^\circ 04' E$. A kiértékeléshez felhasználható állomások távolságát az epicentrumtól a

$$\cos \Delta_n^0 = X_0 X_n + Y_0 Y_n + Z_0 Z_n$$

összefüggésből számítottuk, ahol Δ_n^0 az epicentrális távolság fokokban.

$$X_n = \cos \varphi_n \cos \lambda_n$$

$$Y_n = \cos \varphi_n \sin \lambda_n$$

$$Z_n = \sin \varphi_n,$$

φ_n az állomás földrajzi szélessége és λ_n a hosszúsága. A 0 index az epicentrum megfelelő adataira vonatkozik.

A direkt hullám ($v_{\bar{P}}$) terjedési sebességének, a kipattanási időnek (t_0), fészekmélységnek (h) meghatározására a

$$\sqrt{\Delta_n^2 + h^2} = v_{\bar{P}} (t_n - t_0) \quad (1)$$

egyenletet használtuk fel, amelyben (t_n) a direkt hullám (\bar{P}) beérkezési ideje.

A magyar és a megkért külföldi állomások szeizmogramjaiból 7 állomás adatait használtuk fel a direkt hullám kiegyenlítéséhez. A 7 állomás 7 független egyenletet ad a 3 ismeretlen meghatározására és így a feladatot kiegyenlítéssel oldjuk meg. Az (1) egyenlet

$$F_n = \frac{1}{v_{\bar{P}}} \sqrt{\Delta_n^2 + h^2} + t_0 - t_n = 0 \quad (2)$$

alakban írható.

Az F_n háromváltozós nem lineáris függvény, amely sorfejtéssel tehető lineárisrá, hogy rá a legkisebb négyzetek módszere alkalmazható legyen. Ha a közelítő értékek $v_{\bar{P}}$, h' és t'_0 és a korrekciók

$$\xi = h - h'$$

$$\zeta = t_0 - t'_0$$

$$v = v_{\bar{P}} - v_{\bar{P}}',$$

akkor

$$F_n = F_{n0} + \frac{\partial F_{n0}}{\partial v_{\bar{P}}} v + \frac{\partial F_{n0}}{\partial h} \xi + \frac{\partial F_{n0}}{\partial t_0} \zeta = 0, \quad (3)$$

ahol a 0 indexszel jelöljük a függvény értékét a közelítő helyen. A következő jelöléseket bevezetve:

$$\frac{\partial F_{n0}}{\partial t_0} = a_n; \quad \frac{\partial F_{n0}}{\partial h} = b_n; \quad \frac{\partial F_{n0}}{\partial v_{\bar{P}}} = c_n; \quad F_{n0} = l_n$$

a (3) egyenlet

$$n = 1 \dots 7$$

$$F_n = a_n \zeta + b_n \xi + c_n v + l_n = 0 \quad n = 1 \dots 7 \quad (4)$$

alakba megy át.

A (4) egyenletekből képezhetjük a hibaegyenletrendszer:

$$v_n = a_n \zeta + b_n \xi + c_n v + l_n; \quad n = 1 \dots 7 \quad (5)$$

ebből kapjuk a normálegyenleteket:

$$\begin{aligned}[aa] \zeta + [ab] \xi + [ac] \nu + [al] &= 0 \\ [ab] \zeta + [bb] \xi + [bc] \nu + [bl] &= 0 \\ [ac] \zeta + [bc] \xi + [cc] \nu + [cl] &= 0.\end{aligned}$$

Az egyenletrendszer megoldása adja a közelítő értékek korrekcióit. Az egyes korrekciók középhibái és ezzel a rengés elemeinek hibái

$$m\zeta = \sqrt{\frac{[vv]}{n-m}} Q_{11}; \quad m\xi = \sqrt{\frac{[vv]}{n-m}} Q_{22}; \quad m\nu = \sqrt{\frac{[vv]}{n-m}} Q_{33},$$

ahol n az állomások számát, m az ismeretlenek számát jelenti, Q_{11} ; Q_{22} ; Q_{33} pedig a súlyegyenletek megoldásai.

A direkthullám első kiegyenlítéséhez a $\nu_{\bar{p}}$ sebességre irodalmi adatok alapján 5,5 kms-t, h -ra a makroszeizmikus előzetes kiértékelés alapján 10 km-t, a kipattanási időre pedig *Wadati* módszere alapján

$$t_{S_n} - t_{P_n} = (K - 1) (t_{P_n} - t'_0)$$

egyenlet kiegyenlítéséből nyert 9,3 s értéket vettük közelítő értéknek, ahol t_{P_n} , t_{S_n} a longitudinális és tranzverzális hullámok beérkezési ideje,

$K = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$ állandó, σ a *Poisson*-féle együttható. Ehhez a kiegyenlítéshez a következő állomások adatait használtuk fel:

Állomás	t_{P_n}	t_{S_n}	$t_{S_n} - t_{P_n}$
Jena	05 47 40,1	05 48 53,7	73,6
Zagreb	46 53,3	47 26,9	33,6
Beograd	46 53,0	47 30,4	37,4
Câmpulung	47 23,8	48 17,1	53,3
Bacău	47 32,5	48 31,3	58,8

A h , $\nu_{\bar{p}}$ és a t_0 kiegyenlítéséhez a következő táblázatban levő állomások adatait használtuk fel. (W. a *Wiechert*-féle horizontális földrengésjelző adataira, Kr. a *Krumbach*-féle horizontális földrengésjelző adataira vonatkozik.)

Állomás	Δ_n (km)	t_P
Budapest (W)	16,3	05 46 12,3
Budapest (Kr)	20,0	13,0
Kecskemét	69,1	21,3
Hurbanovo	86,7	25,4
Kalocsa	89,2	25,6
Wien	240,8	52,5
Câmpulung	495,3	47 39,9

A Kárpát-medencében levő állomások beérkezési idejét 0,6 s-mal korrigáltuk, mert az itt végzett szeizmikus mérések alapján a felszíni fiatal-korú üledék 1,3 km vastag átlagosan és benne 2,2 km s a terjedési sebesség. Câmpulung adataira ezt a korrekciót nem alkalmaztuk, mert ez az állomás a Kárpátokban van. Az első kiegyenlítésből a mélységre nagy korrekciót, —7,6 km-t kaptunk, ezért a kiegyenlítést újra elvégeztük $h' = 3$ km



1. ábra. Az 1956. jan. 12. magyarországi földrengés kiértékeléséhez felhasznált állomások. A kereszt az epicentrumot jelzi

$t'_0 = 9,3$ s és $v_{\overline{P}} = 5,5$ km/s közelítő értékekkel. Az új normálegyenlet-rendszer

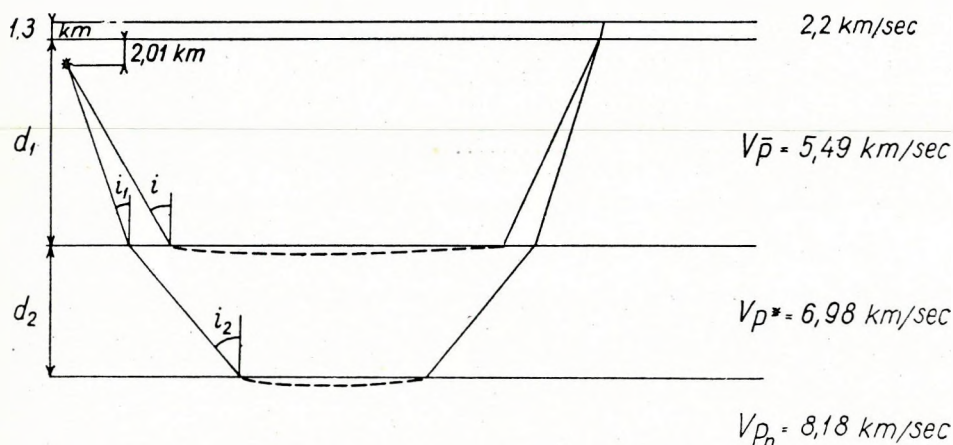
$$\begin{aligned} 7\xi + 0,81924\xi - 33,688\nu + 0,4631 &= 0 \\ + 0,0018688\xi - 0,12622\nu + 0,0082974 &= 0 \\ + 354,4\nu + 3,7231 &= 0. \end{aligned}$$

Ennek megoldása:

$$\begin{aligned} \xi &= (-0,99 \pm 1,10) \text{ km} \\ \nu &= (-0,012 \pm 0,024) \text{ km/s} \\ \zeta &= (-0,01 \pm 0,03) \text{ s}. \end{aligned}$$

Tehát a fészekmélység $h = (3,31 \pm 1,10) \text{ km}$,
a kipattanási idő $t_0 = (9,29 \pm 0,03) \text{ s}$,
a direkt hullám terjedési
sebessége $v_{\overline{P}} = (5,49 \pm 0,02) \text{ km/s}$.

Hogy a törésfelületek mélységét számítani tudjuk, szükség van még a P^* és P_n hullámok terjedési sebességére a megfelelő rétegekben, amit a menetgörbéből határozhatunk meg. P^* a Conrad-felületen, P_n pedig a Mohorovičić-felületen refraktált hullám.



2. ábra. A refrakciós hullámok útja

A P^* hullám kiegyenlítéséhez felhasznált adatok:

Állomás	Δ_n (km)	t_{P^*}
Wien	240,8	05 46 48,6
Bacău	607,7	47 40,5
Jași	646,6	47,4

A normálegyenletek:

$$3b + 1495,1m + 256,5 = 0$$

$$+ 845375,5m + 142221,6 = 0, \text{ amelynek megoldásai}$$

$$v_{P^*} = -\frac{1}{m} = (6,975 \pm 0,003) \text{ km/s}$$

$$b = (-13,99 \pm 1,07) \text{ s.}$$

A P_n hullám kiegyenlítéséhez felhasznált adatok:

Állomás	d_n (km)	t_{P_n}
Szeged	156,6	05 46 34,8
Wien	240,8	45,6
Zagreb	287,7	53,3
Beograd	300,0	53,0
Câmpulung	495,3	47 23,8
Bacău	607,7	32,5
Jași	646,6	35,7
Jena	674,4	40,1

A normálegyenletrendszer

$$8b + 3409,1m + 558,8 = 0$$

$$+ 1745807,8m + 274757,9 = 0$$

A megoldások:

$$v_{P_n} = -\frac{1}{m} = (8,182 \pm 0,005) \text{ km/s}$$

$$b = (-18,01 \pm 2,26) \text{ s.}$$

Ismeretes, hogy a Conrad-féle felületen refraktált hullám terjedési ideje a fészektől az állomásig

$$t_{P^*} - t_0 = \frac{2d_1 - (h - 1,3)}{v_{\bar{P}} \cos i} + \frac{\Delta_n - [2d_1 - (h - 1,3)] \operatorname{tgi}}{v_{P^*}},$$

a Mohorovičić-felületen refraktált hullám terjedési ideje pedig

$$t_{P_n} - t_0 = \frac{2d_1 - (h - 2,6)}{v_{\bar{P}} \cos i_1} + \frac{2d_2}{v_{P^*} \cos i_2} + \frac{\Delta_n - 2d_2 \operatorname{tgi}_2 - [2d_1 - (h - 2,6)] \operatorname{tgi}_1}{v_{P_n}}$$

Ezekbe behelyettesítve a kiszámított értékeket

$$d_1 = (18,9 \pm 3,7) \text{ km.}$$

$$d_2 = (12,8 \pm 1,2) \text{ km.}$$

A \bar{S} hullám kiegyenlítésére felhasznált adatok:

Állomás	d_n (km)	$t_{\bar{S}}$
Beograd	300,0	05 47 47,0
Câmpulung	495,3	48 42,7
Jena	674,4	49 32,3

A normálegyenletek:

$$\begin{aligned} 3b + 1469,7m + 481,0 &= 0 \\ + 790137m + 255186 &= 0. \end{aligned}$$

Ebből

$$v_{\bar{S}} = -\frac{1}{m} = (3,586 \pm 0,002) \text{ km/s}$$

$$b = (-23,7 \pm 1,1) \text{ s.}$$

A S^* hullám a szeizmogramokon nem volt kimérhető s így sebességet erre nem számoltunk.

A S_n hullám kiegyenlítéséhez felhasznált adatok:

Állomás	Δ_n (km)	t_{S_n}
Zagreb	287,7	05 47 26,9
Beograd	300,0	30,4
Câmpulung	495,3	48 17,1
Bacău	607,7	31,3
Jena	674,4	53,7

Normálegyenletek:

$$\begin{aligned} 5b + 2365,1m + 339,4 &= 0 \\ + 1242207m + 187211,8 &= 0. \end{aligned}$$

Ebből

$$v_{S_n} = -\frac{1}{m} = (4,620 \pm 0,003) \text{ km/s}$$

$$b = (-25,50 \pm 4,73) \text{ s.}$$

Tehát a menetgörbék egyenletei:

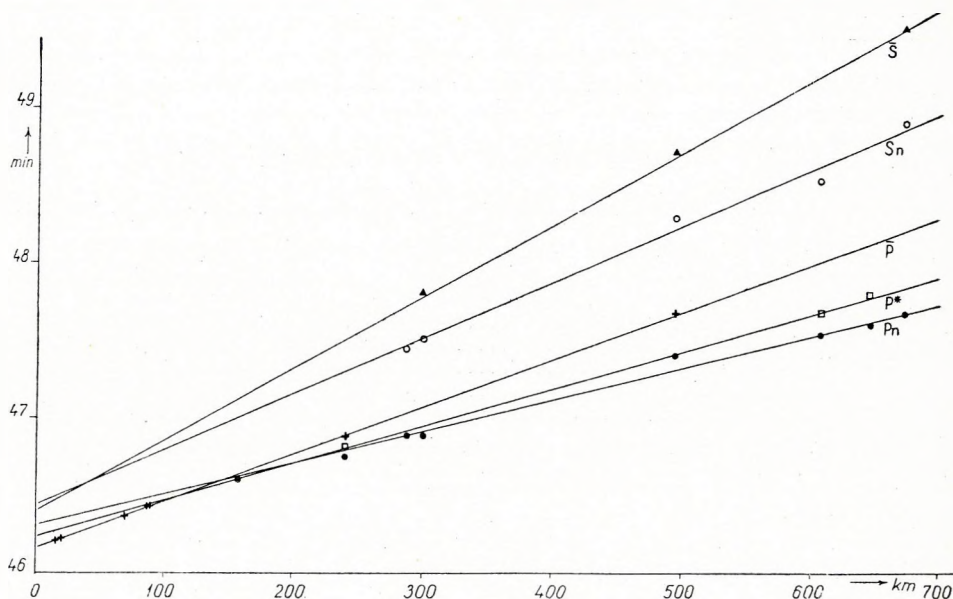
$$\bar{P} \text{ hullám} \quad t_{\bar{P}} = \frac{1}{5,49} \sqrt{\Delta^2 + 3,31^2} + 9,29$$

$$P^* \text{ „} \quad t_{P^*} = \frac{\Delta}{6,98} + 13,99$$

$$P_n \quad , \quad t_{P_n} = \frac{\Delta}{8,18} + 18,01$$

$$\bar{S} \quad , \quad t_{\bar{S}} = \frac{\Delta}{3,59} + 23,7$$

$$S_n \quad , \quad t_{S_n} = \frac{\Delta}{4,62} + 25,5.$$



3. ábra. Az 1956. jan. 12-én kipattant magyarországi földrengés menetgörbéi

Az 1956. január 12-i, Dunaharaszti környékén kipattant földrengés lehetővé tette, hogy a Magyar-medence területén meghatározzuk a kéreg felépítését. A Conrad-, illetőleg a Mohorovičić-felületekre kapott eredményeink szerint az üledékes réteg alatt gránitkéreg 20,2 km mélységig, a gabbro-kéreg 33 km mélységig terjed. A földrengésből számított sebességértékek jó egyezésben vannak az egyéb területen nyert értékekkel. Különösen szép az egyezés a P_n hullám sebességében. A földrengésnek 3,31 km mélységben levő fészkmélysége arra utal, hogy a földrengés nem a tulajdonképpeni kéregből, hanem a karbonátos kőzetekből felépített medencealjazatból pattant ki, valószínűleg valamelyik törésvonal felújulásának folyományaképpen. Ez általában jellemző a Magyar-medencére.

A kapott eredmények összehasonlítását a helgolandi és haslachi robbantásokból nyert eredményekkel a következő táblázat tartalmazza:

	Kárpát-medence	Helgoland	Haslach
$v_{\bar{P}}$	5,49 km/s	5,60 km/s	5,9—6,0 km/s
v_{P^*}	6,98 km/s	6,40 km/s	6,55 km/s
v_{P_n}	8,18 km/s	8,20 km/s	8,20 km/s
$v_{\bar{S}}$	3,59 km/s	2,94 km/s	
v_{S_n}	4,62 km/s	4,40 km/s	
Conrad-felület			
mélysége	20,20 km	10,70 km	20,00—22,00 km
Mohorovičić-felület			
mélysége	33,00 km	27,40 km	29,00—33,00 km

Helgolandtól Haslach felé a gránitréteg kivastagodik s eredményeinkből úgy látszik, ez a kivastagodás a Kárpát-medence felé is folytatódik.

I R O D A L O M

Egyed L.: Geofizikai alapismeretek. Budapest, 1955.

Gálly J. és Stegena L.: Nagymélységű reflexiók Hajduszoboszló vidékén. Geofizikai Közl. IV. kötet, 2. szám.

Schmerwitz: Ausgleichung der besten Stationsbeobachtungen der europäischen Erdbeben. Zeitschrift für Geophysik, 14. 1938.

L. EGYED

ON THE CAUSES OF MOVEMENTS IN THE EARTH'S CRUST AND ON THE CRUSTAL MOVEMENTS IN HUNGARY

The first part of the paper deals with the origin and proper interpretation of tectonic forces and with an exact definition of the concepts of orogenetic, epeirogenetic and isostatic movement.

In the second part of the paper it is proved that the observed changes of level in Hungary are true ones instead of being caused by errors in measurement and that they are caused by primarily tectonic factors.

A KÉREGMOZGÁSOK OKAI ÉS A MAGYARORSZÁGI KÉREGMOZGÁSOK

EGYED LÁSZLÓ

I.

A Föld kérgét a Mohorovičić-felület határozza meg. Tágabb értelemben a földkérgét a Mohorovičić-felület felett helyetfoglaló kőzetek összessége alkotja. Szűkebb értelemben a földkéreghez csak a magmás-eredésű kőzeteket számítjuk.

A kéreg helyzetét az egész Földhöz képest, igen nehéz földtani időtartamra rögzíteni, bár a paleomágneses vizsgálatok adnak erre némi lehetőséget. Általában csak a kéreg két pontjának viszonylagos helyzetét, illetve ennek időbeli változását van módunkban meghatározni. A kéregmozgások tehát mindig viszonylagos adatokat jelentenek.

A kéregmozgásokat két részre szokás osztani: horizontális mozgásokról beszélünk, ha két pont gömbi távolsága változik meg. Szintváltozásokról pedig akkor van szó, ha két pont szintkülönbségében lép fel változás. Két kontinens között észlelhető horizontális mozgásokat kontinensvándorlásnak mondjuk.

A kéregmozgásokat kétféle erőhatásra lehet visszavezetni. Az egyik erőhatást az ún. tektonikai erők hozhatják létre. A másik erőhatás a tömegátrendeződések következménye s ezt izosztatikus erőnek nevezzük s forrása a magma felhajtóerejében keresendő.

Az izosztázia szerepe rendkívül egyszerű s tisztázott, ha csak a magma felhajtóerejét vesszük figyelembe.

A tektonikai erők eredete a legutóbbi időkig teljesen homályos volt és csupán a Föld belső szerkezetére vonatkozó legújabb vizsgálatok alapján sikerült a kérdést tisztázni.

A Föld belső felépítésére vonatkozó vizsgálatok arra vezettek, hogy a Föld magjának anyaga folyamatosan átmegy a köpeny kisebb sűrűségű anyagába s ennek következményeképpen a Föld térfogata állandóan növekszik (1, 2). A Föld térfogatának a növekedésére azonban minden feltevéstől mentesen a megfigyelések is utalnak (3, 4). A sugárnövekedés legvalószínűbb értéke 0,5 mm/év. Ez a sugárnövekedés olyan energiaforrás jelenlétére utal, amelynek teljesítménye évi $2 \cdot 10^{29}$ erg munkával egyenlő. A belső erők energiaforrása tehát a Föld térfogatnövekedését biztosító folyamatokban keresendő.

A térfogatnövekedés folytán ugyanis a Föld kéreg és a köpeny egy része feszültség alá kerül s ennek következtében bennük rugalmas energia halmozódik fel. Az energiafelhalmozódás addig folytatódhat, amíg a kéreg és a köpeny szilárdsága a fellépő feszültségeket viselni tudja. Ha a kéreg, ill. köpeny a feszültségeknek nem tud ellenállni, akkor szétreped s a felhalmozott rugalmas energia, vagy egy része felszabadul. A kéregben felhalmozódó rugalmas energia maximumát meg lehet becsülni. Nagyságrendje 10^{33} erg körül van.

Tektonikai energián éppen azt a rugalmas energiát értjük, amely a földkéregben és a köpeny felső részében felhalmozódik. Ennek legnagyobb része a Föld tágulásából származik.

A tektonikai energia felhalmozódása és kioldódása egyaránt a kéreg deformációjával jár. Ez a deformáció a helyi kéregfelépítéstől és annak rugalmassági adataitól függ. Miután ebben elég nagy változatosság észlelhető, a deformációk módja is igen változatos lesz. A tektonikai erők tehát kéregmozgásokat fognak létrehozni.

A tektonikai energia felhalmozódásakor fellépő kéregmozgásokat *epirogén jellegű* mozgásoknak nevezzük.

A tektonikai energia feloldódásakor létrejövő kéregmozgásokat *orogén jellegű* kéregmozgásoknak nevezzük.

A magma felhajtóereje miatt beálló mozgásokat *izosztatikus jellegű* kéregmozgásoknak nevezzük.

A függőleges kéregmozgások egyaránt lehetnek orogén és epirogén vagy izosztatikus jellegűek. Az epirogén jellegű mozgások azonban főképpen függőleges kéregmozgások. A tömegátrendeződés miatt beálló függőleges kéregmozgások részben epirogén, részben izosztatikus jellegűek, mert a tömegátrendeződés egyrészt a feszültségek felhalmozódásához, másrészt a felhajtóerő megváltozásához vezet.

A szintváltozások tehát lehetnek tektonikai energiák következményei, de létrejöhetnek izosztatikus egyensúlyra való törekvés miatt is.

Komolyabb méretű horizontális mozgások csakis akkor várhatók, ha a kéreg folytonossága helyenként megszűnik. A vízszintes kéregmozgások tehát részben orogén jellegű mozgások lesznek, mert a tektonikus energiák feloldódásával kapcsolatosak.

Nagyméretű kéregmozgások is természetes következményei a táguló Földnek és a kéreg nagyméretű felszakadásával kapcsolatban lépnek fel. A kontinensvándorlások tehát orogén jellegű jelenségek, szakaszosan és nem folytonos átmenettel jönnek létre. A Wegener-féle elmélet alapját

képező nagyméretű kontinenselmozdulások létrejöttét paleomágneses és paleoklimatológiai megfigyelések nagymértékben megerősítették (5), s mechanizmusa a Föld térfogatnövekedésének kézenfekvő következménye.

II.

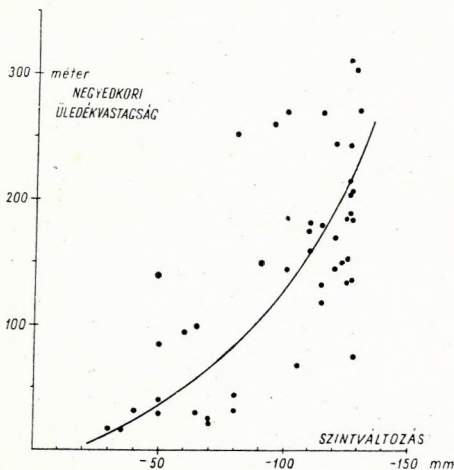
A most elmondott szempontok alapján vegyük vizsgálat alá a magyarországi kéregmozgásokat.

A jelenlegi kéregmozgások vizsgálatához a következőkben kétféle adatféléseget használunk fel. Az egyik ilyen adatösszességet szolgáltatják a szintváltozások, a másik adatösszességet a negyedkori üledékek vastagsági eloszlása.

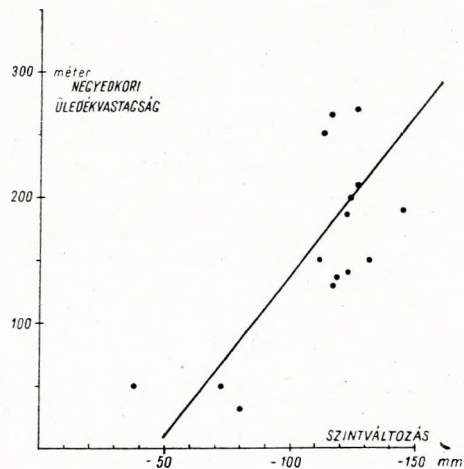
A szintváltozásokra vonatkozólag országos mérethez csupán a GÁRDONYI-féle adatok (6) állanak rendelkezésre. A negyedkori üledékvastagságok eloszlására JASKÓ közölt térképet (7).

A szintváltozások a jelenleg is folyamatban levő kéregmozgások értékeit adják s azok pillanatnyi sebességére jellemzők. A kvarter üledékvastagság viszont az utolsó egymillió évre vonatkozó kéregmozgások átlagát szolgáltatja. Általánosságban a kétféle adatösszességnek jellegben egyeznie kell és köztük monotonitás kell fennálljon.

A szintváltozások technikai kivitelében régebben elkövetett hibák miatt (8) a komolyabb domborzattal tarkított vidékek nem tekinthetők megbízhatóknak. Éppen ezért vizsgálatainkat csak a Nagy-Alföldre terjesztettük ki. Először is a JASKÓ által összeállított kvarterüledék vastagságokhoz minden fűrásra meghatároztuk a GÁRDONYI-féle izoanabázis térkép alapján a megfelelő szintváltozási értéket. A kettő közötti kapcsolatot az 1. ábra szemlélteti. A két mennyiség közötti monoton kapcsolat letagad-



1. ábra. Az interpolált szintváltozási adatokhoz tartozó negyedkori üledékvastagságok értéke a Nagyalföld területén



2. ábra. Az észlelt szintváltozási adatokhoz tartozó negyedkori üledékvastagságok értéke a Nagyalföld területén

hatatlan. Még jobb az eredmény, ha azokat a pontokat használjuk fel a diagram elkészítéséhez, amelyeknél a közvetlenül meghatározott szintváltozásokhoz a közvetlenül megmért negyedkori üledékvastagságot is tudjuk (2. ábra).

Ez az összefüggés azt mutatja, hogy túlzott BENDEFFY aggodalma a GÁRDONYI-féle adatok használatával kapcsolatban (8). A kétféle adatsor monoton kapcsolata megfelel az elméleti követelményeknek, tehát az adatok reálisak. Felvethető azonban az üledékek tömörödése is, mint a szintváltozások oka.

Ha megnézzük a süllyedés évi maximális mértékét, akkor a GÁRDONYI adatokból azt kapjuk, hogy ez 2 mm/év, míg a kvarterüledékek szerint ez évente mintegy 0,3 mm-t tesz ki, azaz teljes nagyságrendkülönbség jelentkezik a két adat között. Milyen szerepet játszhat a rétegek tömörödése a szintváltozások méretében?

Ha a tömörödési törvényt adott d vastagságú üledékes rétegre a $d(t) = a + b e^{-\lambda t}$ összefüggéssel írjuk le, akkor egy D vastagságú réteg, amely évi d vastagságú rétegekből jött létre, így írható fel:

$$D_n = na + b(1 + e^{-\lambda t} + e^{-2\lambda t} + \dots + e^{-(n-1)\lambda t}).$$

Újabb t idő múlva ez a réteg

$$D_{n+1} = na + b(e^{-\lambda t} + e^{-2\lambda t} + e^{-3\lambda t} + \dots + e^{-n\lambda t})$$

vastagságú lesz.

A tömörödés t idő alatt

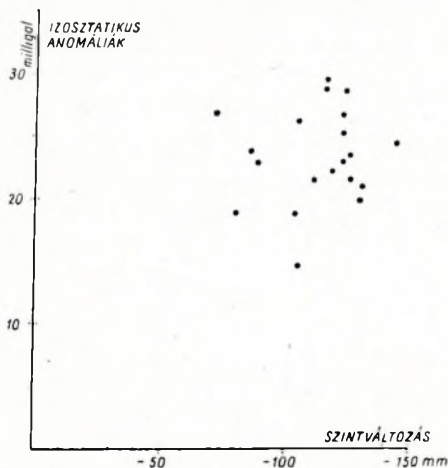
$$dD = D_n - D_{n+1} = b(1 - e^{-\lambda T}) \sim b,$$

ahol $nt = T$, és T elegendő nagy. Azaz, ha a lehelyezett magassági tárcsa tömörödés miatti süllyedését mutatja a szintváltozás, akkor ez éppen annyival egyenlő, mintha az évi lerakódott réteg teljesen tömörödött volna.

Ha 100%-os tömörődéssel számolunk, akkor is az évi max szintváltozás nem lehetne több 0,6 mm-nél, ha a kvarter alatti egyenletes süllyedés ma is érvényben volna.

Az eddigiekből tehát azt a következtetést lehetett levonni, hogy a GÁRDONYI-féle adatok jellegükben reálisak, és nem lehetnek csupán a kompakció következményei. Tehát reális szintváltozással állunk szemben, amely gyorsuló tendenciát mutat.

Most azt kellene eldönteni, hogy ez a szintváltozás izosztatikussal vagy tektonikus erőkre vezethető

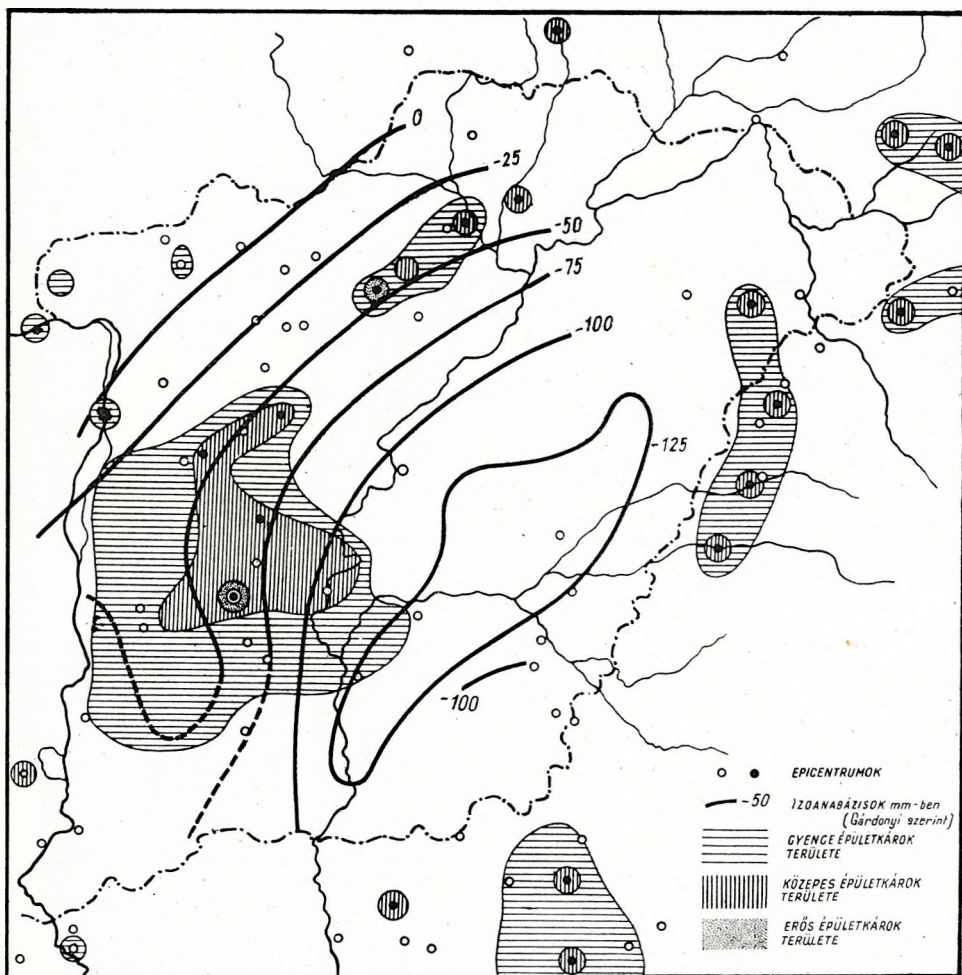


3. ábra. Az észlelt szintváltozási adatokhoz tartozó izosztatikussal anomáliák értéke a Nagyalföld területén

viSSza. SCHEFFER (9) arra a következtetésre jutott, hogy a szintváltozások szoros kapcsolatban vannak az izosztatikus anomáliákkal.

Az országos gravitációs alaphálózat adatainak a közlése (10) ennek a kérdésnek a tisztázását is lehetővé tette.

Az összes, Gárdonyi által az Alföld nem dombos részeire vonatkozó adataihoz tartozó izosztatikus anomáliák és a szintváltozások közötti kapcsolatot a 3. ábra mutatja. A pontok statisztikus eloszlása nem valószínűsíti az izosztatikus anomáliák és a szintváltozások közötti szorosabb kapcsolatot, bár nem mond ellent annak, hogy (ha alárendelt formában) az izosztatikus kiegyenlítődésnek is lehet szerepe.



4. ábra. Az izoanabázisok menete a rengéses területek eloszlásához viszonyítva a Nagyalföldön Gárdonyi J. és Simon B. adatai alapján

Az Alföld szintváltozásáról tehát kimutattuk azt is, hogy elsősorban tektonikai eredetűek s az izosztatikus túlterhelés szerepe legfeljebb járulékos.

Végül még egy mechanikai érvet a szintváltozások realitására vonatkozólag.

Magyarország területe teljesen aszeizmikusnak tekinthető abban az értelemben, hogy ezen a területen nincsenek a földkéregből vagy a köpeny felső részéből kipattanó földrengések. Ezt megerősítik Csomor D. és Kiss Z. (11) részletes vizsgálatai is, amennyiben azt találták, hogy a magyarországi rengésfészkek mélysége zömmel 5 km és 15 km közé esik. A deformációkból valóban az várható, hogy a kéreg felső részén és így a rátelepedő üledékekben (mészköttömegekben) is a süllyedés területén nyomójellegű erőhatások, a szélén kétoldalt húzóerőhatások jönnek létre. A kőzetek húzásnak kevésbé állanak ellent s ilyenkor szétszakadnak, ezáltal komolyabb méretű földrengéseket hozván létre. Ha pedig megnézzük a Gárdonyi-féle izoanabázisokat, akkor azt találjuk, hogy a —50-es izoanabázis éppen az Alföld legerősebben megrázott helyeit foglalja össze, teljesen összhangban a fenti következtetésekkel.

I R O D A L O M

1. Egyed L.: A Föld belső felépítésének új elmélete és annak földtani-geofizikai következményei. *Földtani Közlöny*, 85. 227—318, 1955.
2. Egyed L.: A new theory on the internal constitution of the Earth and its geological-geophysical consequences. *Acta Geol.* IV. 43—83, 1956.
3. Egyed L.: The change of the Earth's dimensions determined from palaeogeographical data. *Geofisica pura e applicata*. 33. 42—48, 1956.
4. Egyed L.: A tektonikai erők eredete és a kéregmozgások. *Földtani Közlöny*, 86, 12—16. 1956.
5. Irving, E.: Palaeomagnetic and palaeoclimatological aspects of polar wandering. *Geofisica pura e applicata*. 33. 23—41, 1956.
6. Gárdonyi J.: A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. *Az Áll. Földm. Közl. II. sz.* Bpest, 1932.
7. Jaskó S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a Kainozoi-kumban. *Földtani Közlöny*, LXXVII. 25—38. 1947.
8. Bendeffy L.: Szintezési alappontok időközi magassági változásának meghatározása. *Geofizikai Közlemények*, IV. 3—30, 1956.
9. Scheffer V.: A magyarországi szintváltozások izosztatikus jellege és a szintezési alappontok magasságainak időbeni értékjavítási lehetősége. *M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. XIII.* 13—25, 1954.
10. Facsinay L. és Szilárd J.: A magyar országos gravitációs alaphálózat. *Geofizikai Közlemények*, V. 3—49, 1956.
11. Csomor D. szóbeli közlése.

J. GÁLFI – L. STEGENA

SOME DATA OBTAINED WITH SEISMIC REFLEXION MEASUREMENTS CONCERNING THE HUNGARIAN PART OF THE EARTH'S CRUST

The investigators of the Hungarian Geophysical Institute Roland Eötvös carried out deep-sonde reflexion experiments for the investigation of the crustal structure of Hungary by means of self-constructed seismic measuring equipments. 25–500 kg of dynamite placed in a borehole of 30–60 m depth has been used for impulsing. They succeeded in gaining deep reflexions on five places altogether. The obtained timedata have been computed to depth data with a mean velocity of 5,8 km/sec down to the Conrad-surface, and of 6,0 km/sec until the Mohorovičić-surface was reached, whilst taking into correction the loose sedimentary layers.

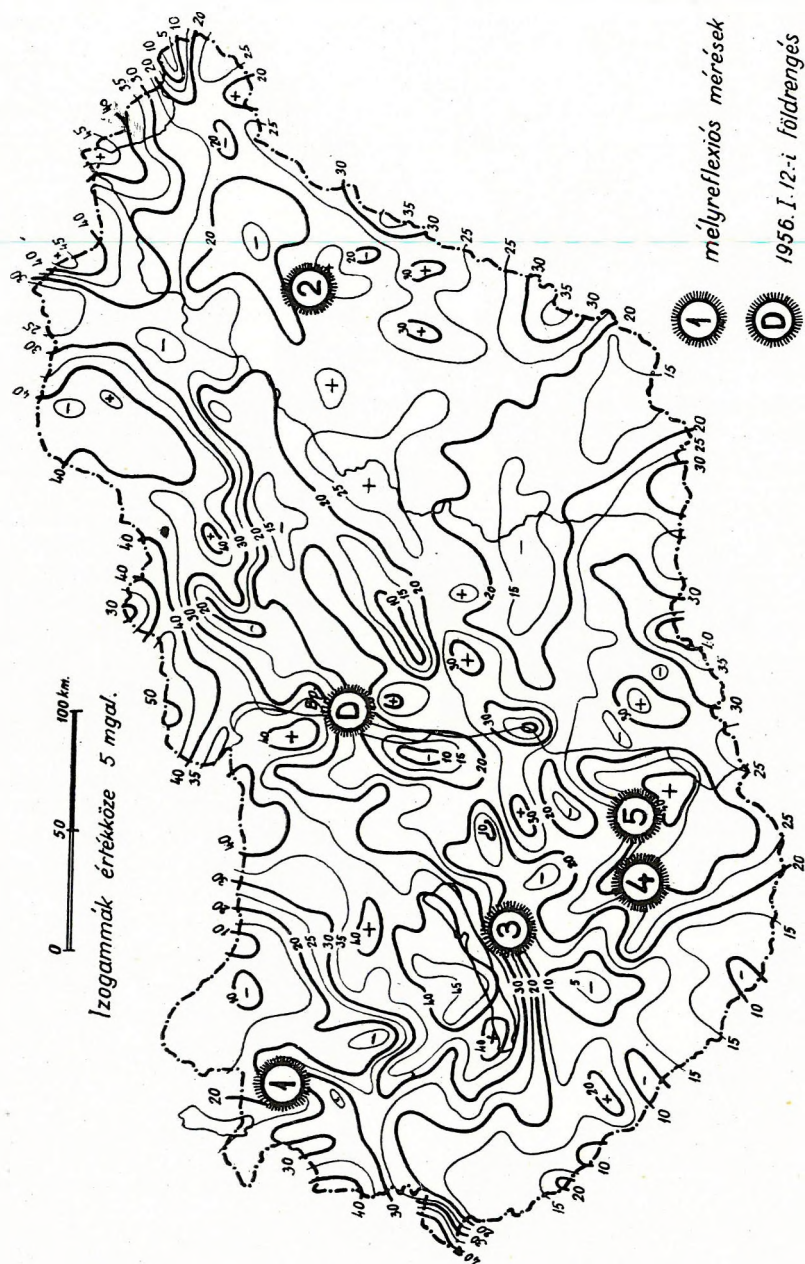
The results are summed up in a table. It may be stated that the Conrad- and Mohorovičić-surfaces can be determined by means of the reflexion method on the territory of the Pannonian Plain, too. Their mean depths is 20, and 27–30 km, resp. and they are showing a slight dip in SE-direction.

SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSEL MEGHATÁROZOTT NÉHÁNY ADAT A FÖLDKÉREG MAGYARORSZÁGI RÉSZÉRŐL

GÁLFI J. és STEGENA L.

Ebben a dolgozatunkban a magyarországi mélyreflexiós szondázási kísérleteinkről számolunk be. Kísérleteinket a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben végeztük.

1954 óta többször végeztünk szeizmikus reflexiós mérést azzal a céllal, hogy tanulmányozzuk Magyarország néhány helyén a földkéreg felső, néhányszor 10 km vatsagságú részének felépítését. Ilyen kísérletet már Junger, Shor és Reich is végzett. Méréseinket nemesak azért végeztük, hogy adatot szolgáltassunk a Conrad- és Mohorovičić-réteg Reich blau-beureni és Twaltwadse kaukázusi mérései közötti szakasz mind ez ideig ismeretlen helyzetére vonatkozóan. Volt a gyakorlathoz közelebb álló másik célunk is. Általánosan ismert tapasztalat ugyanis, hogy jelentős nehézségekkel találjuk magunkat szemben, amikor a magyarországi gravitációs anomáliákat regionális vonatkozásban 2–4 km mélységben levő hatókkal kívánjuk értelmezni. Magyarország gravitációsan meglehetősen teljesen felmért terület, azért foglalkoztat minket az egymástól távolieső területek gravitációs anomáliáinak egybevetése. Valószínűnek tartjuk, hogy a hatók ennél mélyebben keresendők. A mélyszerkezet ismeretében



1. ábra. Magyarország izosztikus anomáliatérképe a mélyreflexiók kísérletek helyeivel

biztosabban tudjuk a gravitációs adatokat értelmezni. Eddigi eredményeink még nem elegendők e feladat megoldására.

A mérések konstrukciónk alapján Magyarországon gyártott 26 csatornás szeizmikus reflexiós mérőberendezésekkel történtek. Ezek a berendezések megfelelő érzékenységük és alacsony frekvenciájú szeizmométereik révén alkalmasak ilyen kísérletekre. Hullámkeltésre 30—60 m mély fúrásban elhelyezett, 25—500 kg dinamitot használtunk.

Ez ideig Magyarország öt különböző helyén, mégpedig Sopron (1), Debrecen (2), Karád (3), Pécs (4) és Bonyhád (5) vidékén sikerült nagy mélységből kiértékelhető reflexiókat nyernünk. Ezeket a helyeket Magyarország izosztatikus térképén a zárójelben levő megfelelő számmal jelöltük meg (1. ábra).

Szeizmogramjainkat általánosságban a 2. ábrán bemutatott soproni szeizmogram jellemzi. Az első beérkezést követő, a terciér-üledék sorából származó reflexiók után — a bemutatott szeizmogramon 2,5 s-nál jelentkezik a medencealjzatról jövő reflexió. Ezután üres szakasz következik a szeizmogramon addig az időpontig, amikor — ezen a felvételen 6,8 s-nál — megjelenik a mélyreflexió. A 2,5 és 6,8 s közötti hosszú üres szakasz kizárja azt, hogy ezt a reflexiót reverberációnak kellene tekintenünk. A bemutatott szeizmogram Sopron melletti Fertőszentmiklóson, 25 kg dinamittal készült.

Az öt mérési hely közül kettőn (Pécs és Debrecen) csak két mélyreflexiót kaptunk. A 3. ábrán egy pécsi (Komló melletti) felvétel egy részlete, a 4. ábrán a Debrecen melletti, hajdúszoboszlói mélyreflexiók láthatók.

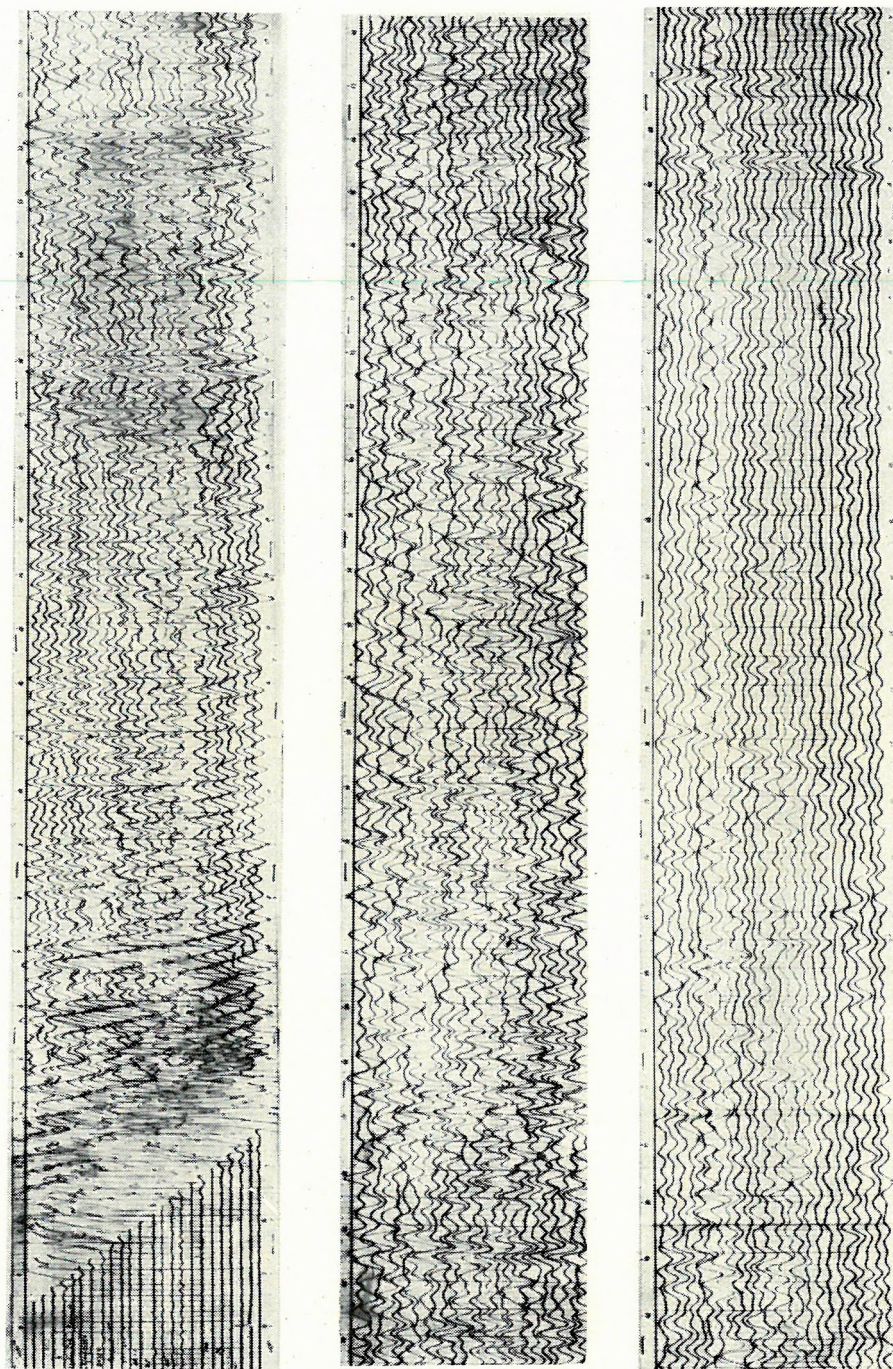
Két további helyen (Sopron és Bonyhád) több mélyreflexió jelentkezett, mindkét helyen 4—4. Azonban mindkét helyen két reflexió erősebb, határozottabb volt, a többi reflexió ezek köré csoportosul és határozatlan vagy csak nyom jellegű. Bemutatjuk a soproni mélyreflexiós szeizmogram menetidőgörbéit (5. ábra), a mélyreflexiók közül a legfelső és a legalsó jelentősebb 6,82 és 7,83 s-nál. A bonyhádi szeizmogram legmélyebb, 9,62 s-os reflexiót tartalmazó részletét mutatja a 6. ábra.

Végül az ötödik helyen (Karád) csak egy mélyreflexiót sikerült meghatározni (7. ábra).

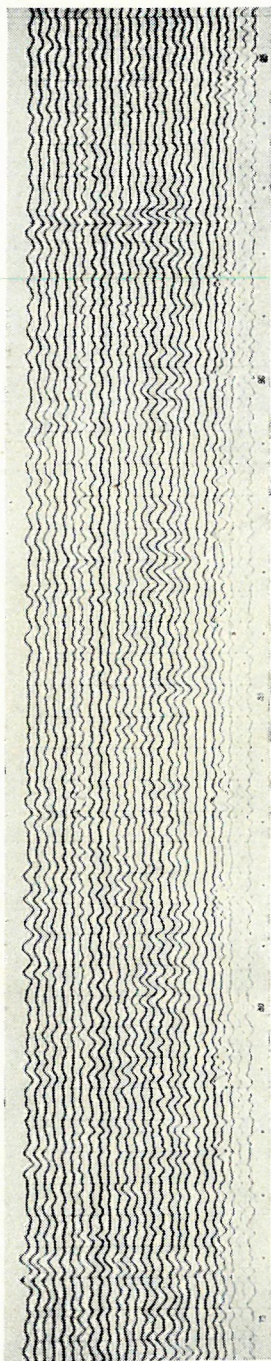
Összegezve megállapíthatjuk, hogy a Conrad és Mohorovičić szint szeizmikus reflexiós mérések alapján is fellelhető, több-kevesebb határozottsággal, a Pannón síkságunk alatt.

A mélységszámításnál Közép-Európában legmegfelelőbbnek látszó és Reich által is használt sebességet, mégpedig a Conrad-felületig 5,8 km/s, a Mohorovičić-felületig 6,0 km/s sebességet használtuk. Korrekcióba vettük mindenütt a laza, medencefeltöltő üledékeket azzal a vastagsággal és sebességgel, amelyet szeizmikus úton határoztunk meg. A táblázaton a korrekciók kiszámítását és a számításához felhasznált adatokat mutatjuk be.

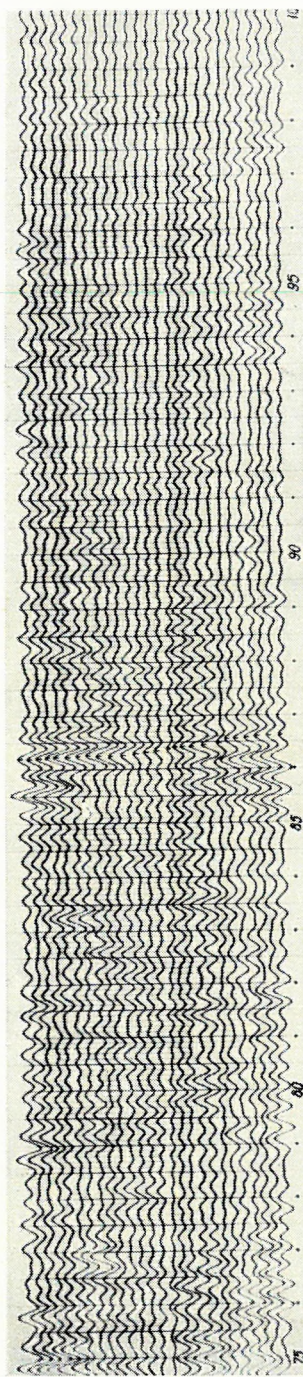
A 8. ábrán az egyes mérési helyeken kapott mélységeket rajzoltuk fel az egyes szintekhez tartozó beérkezési időkkel. Ezekből jobbra a Conrad- és Mohorovičić szintre általunk kapott átlagos mélységet is felrajzoltam, valamint Reich németországi, blaubeureni eredményeit. Az értékek nagyjából egyeznek. Az öt magyarországi adatból kiolvasható, hogy a két



2. ábra. Mélyreflexiós szeizmogram Fertőszentmiklósról. (Készítette: Polcz Iván)



3. ábra. Mélyreflexiós szeizmogram részlete Komló vidékéről. (Készítette: Pacsirszky László)

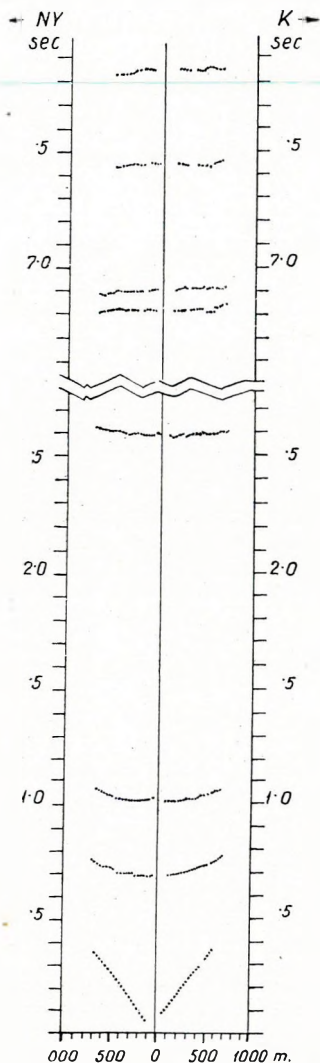


4. ábra. Hajdusoboszlói mélyreflexiós szeizmogram részlete. (Készítette: Flack Győző)

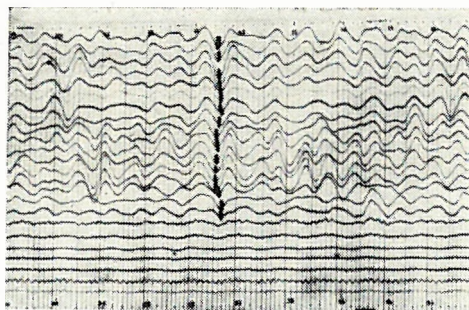
szint északnyugatról néhány fokkal délkelet felé mélyül. Ezzel megegyező irányú és nagyságú dőlésre utal a bemutatott soproni menetidő-görbe is.

A 8. ábra jobb szélére rajzoltuk a Conrad és a Mohorovičić-felületnek az 1956 I. 12-i dunaharaszti földrengés adataiból Bisztricsányi és Csomor által refrakciós úton számított mélységeit, valamint a helgolandi és haslachi nagyrobbantások Németországra vonatkozó adatait.

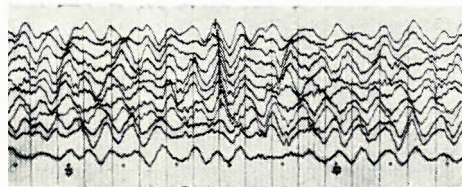
Összevetve a reflexiós és refrakciós úton nyert mélységeket, az egyezést tűrhetőnek kell mondanunk. A reflexiós eljárásnál a vertikális átlagsebesség, a refrakciós eljárásnál a hipocentrum mélysége ismeretlen és ezért hibaforrás lehet. A pontosság fokozására szükségesnek látszik hosszabb szakaszú reflexiós útidő-görbe mérése a reflexiós sebesség meghatározása céljából. Ez a munka lesz legközelebbi feladatunk.



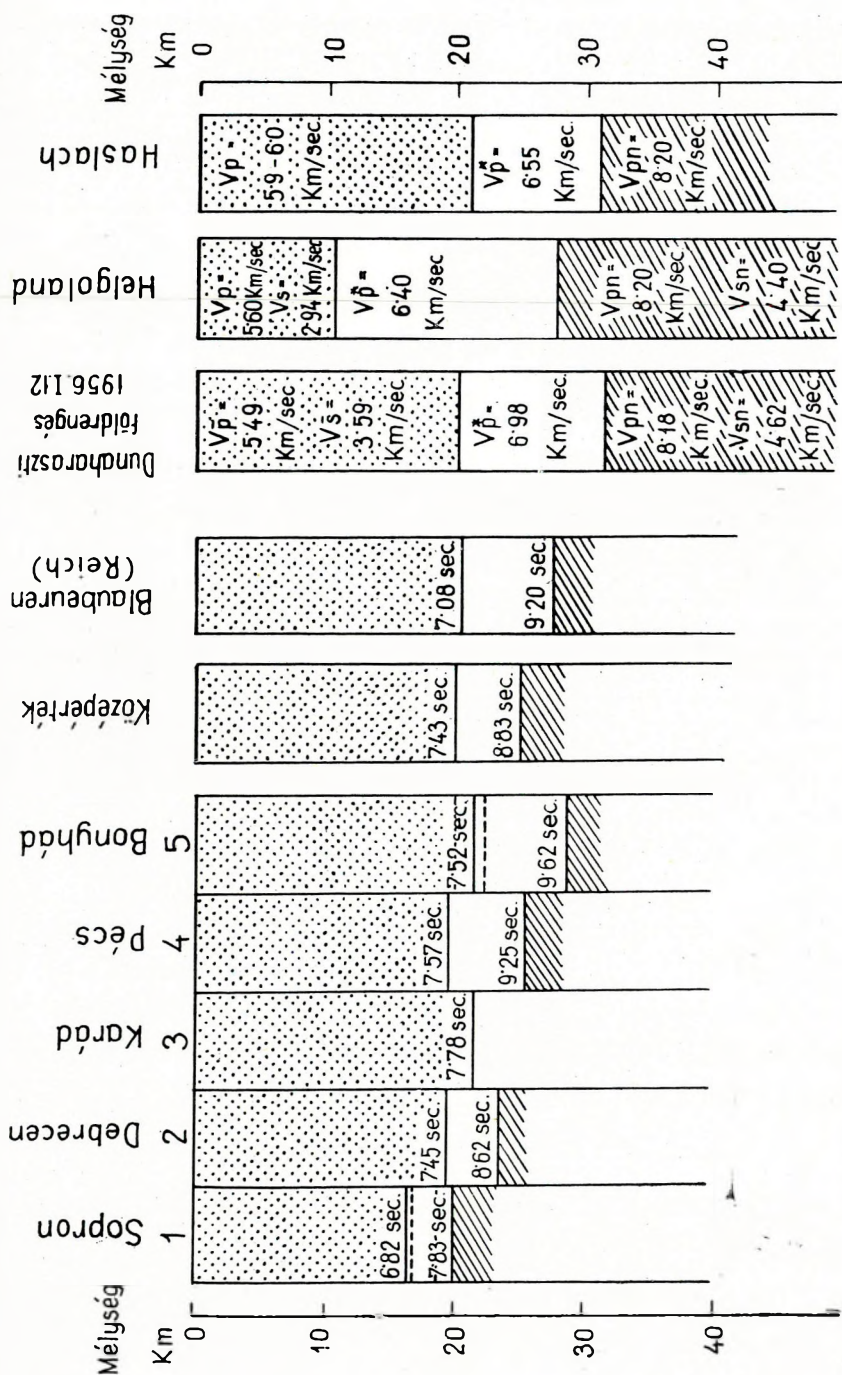
5. ábra. Fertőszentmiklós reflexiók menetidő-görbéi. (Készítették: Polcz Iván és Hobot József)



6. ábra. Bonyhádi mélyreflexiós szeizmogram részlete. (Készítette: Lambert Ferenc)



7. ábra. Káradi mélyreflexiós szeizmogram részlete. (Készítette: Pacsirszky László)



8. ábra. A Conrad- és a Mohorovičić-rétegek helyzete Magyarországon egyes pontjain, a mélyreflexiós felvételek adatai alapján

Táblázat az üledékharántolásra szükséges menetidőkről

Körzet		Az üledék		Átfutási, (korrekciós) idő s
		Vastagság m	átl. seb. m/s	
1	Sopron	4300	3300	2,61
2	Debrecen	1300	2200	1,18
3	Karád	1500	2970	1,01
4	Pécs	530	5600	0,19
5	Bonyhád	1500	2200	1,36

IRODALOM

Junger, A.: Deep Basement Reflection in Big Horn Country (Montana), *Geophysics*, 1951, Vol. 16, p. 499.

Reich, H.: Über reflexionsseismische Beobachtungen der Prakla. Bulletin d'Information de L'UGGI, 1952. 2. année, no. 2, p. 229.

Seismische Beobachtungen bei grossen Steinbruchsprengungen. *Zschr. Dtsch. Geol. Ges.* 1952, BD. 1, S. 174.

Shor JR., G. G.: Deep Reflections from Southern California Blasts. *Trans. of Am. Geophys. Union*, 1955, Vol. 36, no. 1, p. 133.

Twaltwadse, G.: Strojenije Semnoi Koru w werchnej kartli. *Soobschtschennija Akad. Nauk Grusinskoi SSR*, 1950. XI, Vol. 8, p. 479.

Bisztricsányi, E., Csomor D.: Az 1956. I. 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-Medencében. *Geofizikai Közlemények*, 1957. I. – II.

J. RENNER

REGIONAL CHARACTER OF DEVIATIONS OF THE PLUMB-LINE

This study is discussing the relation of deviations of the plumb-line determined astro-geodetically and of gravity anomalies calculated from gravimeter measurements for the territory of Hungary. The deviations of the plumb-line obtained from astro-geodetical measurements had — for the purpose of comparison — to be reduced to the topographical effect of near-by and farther surroundings. The first of the three-map-schemes enclosed to this study is showing the Faye-anomalies calculated from the data of gravimeter measurements, the second the Bouguer-anomalies and the third the isostatical anomalies. Moreover, every map-scheme is containing for 17 Laplace-points distributed on the territory of the country the horizontal components of gravity proportionate to the deviations of the plumbline. Dimensions of illustration of the components: 1 mm is corresponding to 10^{-3} CGS units. The map-schemes are showing that the horizontal components of gravity are chiefly directed towards the gravitational maxima of greater extent and are thus confirming the gravitational anomalies determined with gravimeter and Eötvös torsion balance measurements; moreover, the conclusion can be drawn that the maxima in question are most probably deriving from masses lying in great depths and being of greater extensions.

A FÜGGŐVONALELHAJLÁSOK REGIONÁLIS JELLEGE

RENNER JÁNOS

A csillagászati és geodéziai úton mért függővonalelhajlások elsősorban a Föld alakjának meghatározásához szolgáltatnak adatokat. A függővonalelhajlások viszonylagosak, mert értékük az alapul választott vonatkozási ellipszoidtól függ. A geoidundulációk minél pontosabb meghatározása megkívánja azt, hogy az asztrogeodéziai úton megállapított függővonalelhajlások minél jobban megközelítsék a valóságot. Ennek érdekében egyrészt a csillagászati helymeghatározások pontosságát kell fokozni, másrészt pedig arra kell törekedni, hogy a vonatkozási ellipszoid minél jobban simuljon a kérdéses terület geoidfelületéhez. A csillagászati helymeghatározások pontosságát a korszerű mérési eljárások és műszerek mind a szélesség, mind a hosszúság meghatározásában nagymértékben fokozták; a legjobban simuló ellipszoid kérdésében is lényeges előrehaladás történt. A szögmértékben kifejezett, asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlások értékeiben legalább a század másodpercet reálisnak kell tekintenünk. Ez vízszintes erőösszetevőben azt jelenti, hogy kb. $0,5 \cdot 10^{-4}$ CGS egységre

az is pontosnak tekinthető. Ezzel szemben az ellipszoid orientálásából származó eltérés ennél több is lehet.

A függővonalelhajlások realitását a nehézségi mérések segítségével lehet ellenőrizni. Ismeretes, hogy Stokes tétele alapján a nehézségi anomáliákból ki lehet számítani a geoidundulációt, illetőleg a függővonalelhajlás összetevőit. Ehhez a számításhoz szükség van a nehézségi erő ismeretére általában az egész Föld felületén, de különösen részletesen a kérdéses hely környezetében. Ha a nehézségi anomáliák elég részletességgel ismeretesek, akkor a kiszámított függővonalelhajlások abszolút értékeknek tekinthetők. Az így megállapított függővonalelhajlások összehasonlítása az asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlásokkal tájékoztatást adhat arról, hogy az alapul választott vonatkozási ellipszoid mennyire felel meg a kérdéses terület geoidundulációjának.

Magyarországon az utóbbi években egyre több pontban határozták meg asztrogeodéziai mérésekkel a függővonalelhajlást. Kíváncsok, hogy az egész ország területén végzett részletes gravitációs mérések eredményeinek felhasználásával néhány asztrogeodéziai pontban az abszolút függővonalelhajlásokat kiszámítsák. Ehhez természetesen a környező országok gravitációs mérési adatai is szükségesek. A számítást elsősorban az ország közepetáján fekvő egyik Laplace-pontra vonatkozólag indokolt elvégezni.

Az asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlások és a nehézségi anomáliák kapcsolatát közvetlenül is megvizsgálhatjuk. A függővonalelhajlások ugyanis részben a látható, részben az eltakart tömegegyenetlenségektől származnak, feltéve, hogy a vonatkozó ellipszoid kellően van orientálva. A gravitációs anomáliákat ábrázoló izogalterképek többnyire az eltakart tömegegyenetlenségek hatását tükrözik, mert a mérési eredmények feldolgozásában a látható tömegegyenetlenségek hatását az eredményekből kivonják. Ha tehát az asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlások és a gravitációs anomáliák kapcsolatát kívánjuk megvizsgálni, akkor a függővonalelhajlásokból is ki kell vonni a látható tömegegyenetlenségek hatását, vagyis a topografikus hatást. A topografikus hatással redukált függővonalelhajlások magukban is alkalmasak arra, hogy belőlük az eltakart tömegegyenetlenségekre következtethessünk. Mivel a függővonalelhajlásokkal arányos vízszintes erőösszetevők az anomáliákat okozó ható tömegek potenciáljának első deriváltjai, a hatások általában a hatóktól számított távolságok második hatványával fordítva arányosak. A nehézségi anomáliák meghatározása céljából a nehézségi erő változását mérik, az pedig a távolságok harmadik hatványával fordítva arányos. Ennélfogva a közvetlenül mért vízszintes erőösszetevők a mélyebben fekvő tömegegyenetlenségeket bizonyos mértékben jobban tükrözik, mint a nehézség anomáliái. Ilyen módon az ország területén különböző pontokon megmért függővonalelhajlások alkalmasak az eltakart nagyszerkezetek regionális megvizsgálására.

A függővonalelhajlások és a regionális eltakart tömegegyenetlenségek kapcsolatának kérdésével az irodalomban is találkozunk. A gondolatot Eötvös is érintette az Arad vidékén végzett mérések eredményeinek kiértékelésében. Böckh Hugó geológus 1917-ben megjelent értekezésében utalt erre a kapcsolatra. Az újabb irodalmi adatokból megemlítem S. Pawlowski

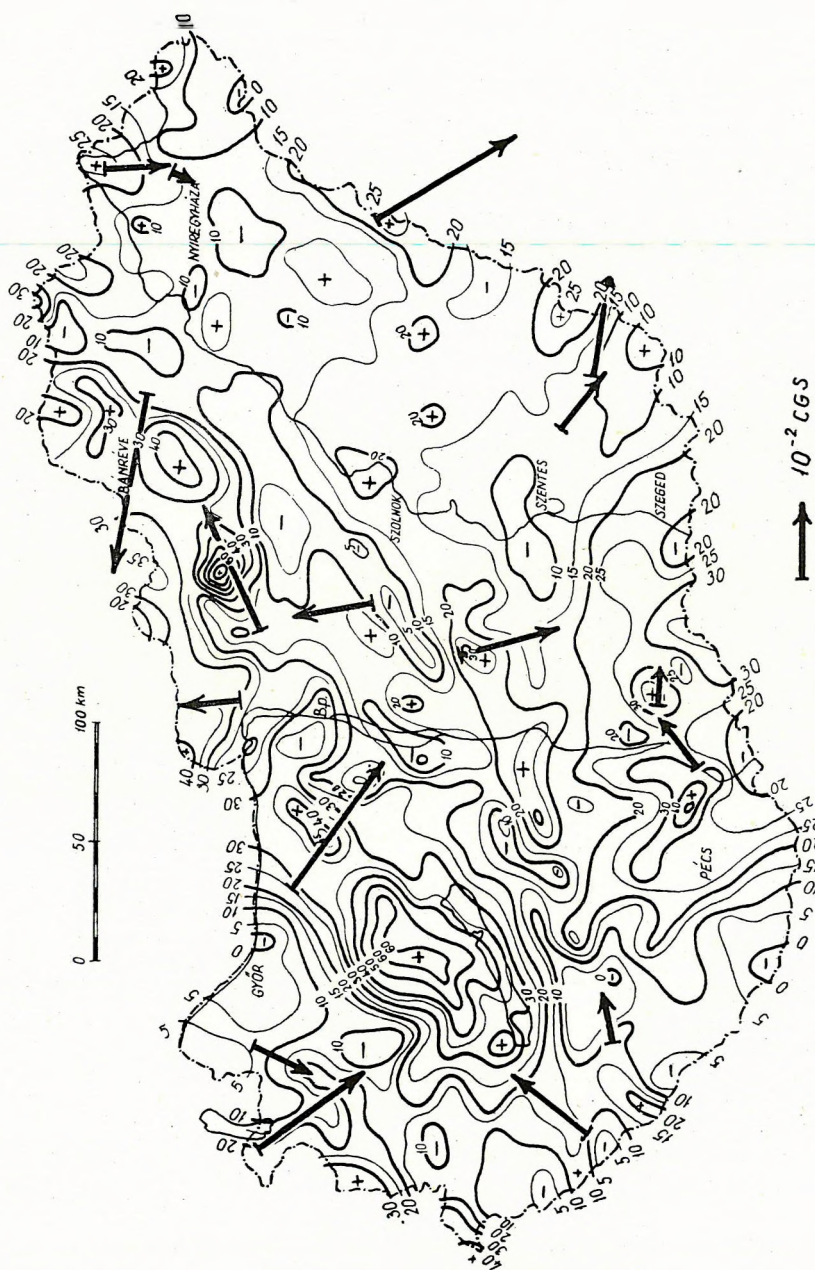
lengyel kutató 1948-ban megjelent munkáját, melyben a Lengyelországban mért függővonalelhajlásokat kapcsolatba hozza a gravitációs Bouguer-anomáliákkal és általában jó megegyezést talált a különböző módszerekkel nyert eredmények között.

Figyelemre méltó továbbá az újabb irodalomban Irene Fischer amerikai kutató munkája, amely a Földközi-tenger nyugati medencéjének regionális geofizikáját vizsgálja az asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlások alapján. Ez az értekezés a Bulletin géodésique 1954 decemberi számában jelent meg és igen érdekes megállapításokat tartalmaz az olasz félsziget, Szicília és Észak-Afrika nagyszerkezeti viszonyairól. 23 Laplace-pontra kiszámította az izosztatikus anomáliák alapján a függővonalelhajlásokat és azokat egybevetette az asztrogeodéziai úton mért értékekkel. A meridionális összetevőkben egyirányú eltérés mutatkozott, amit a tanulmány szerzője annak tulajdonít, hogy az alapul vett Hayford-féle ellipszoid a Földközi-tenger vidékére kevésbé alkalmazható.

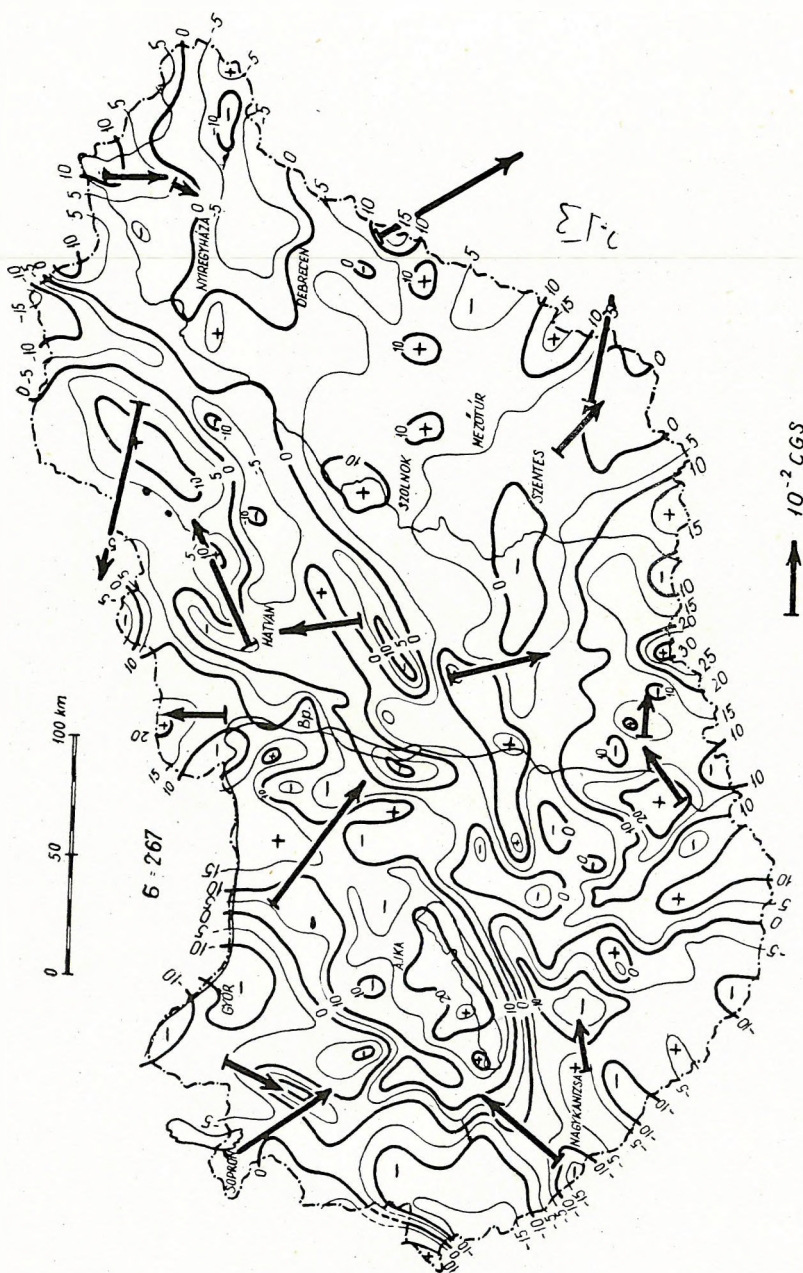
Az előbbieken vázolt megfontolások alapján tanulmányoztam a függővonalelhajlások regionális jellegének kérdését a magyarországi adatok felhasználásával. Az Á. F. T. H. Intézetünk rendelkezésére bocsátotta az asztrogeodéziai mérések adatait, amiért köszönetünket fejezzük ki. Ezek között 17 olyan Laplace-pont van, amelyeknek ellipszoidikus koordinátái is meg vannak határozva, tehát a 17 pont viszonylagos függővonalelhajlása kiszámítható. A csillagászati méréseken minden korszerű javítást végrehajtottak, beleértve az időjeljavításokat is. A geodéziai koordináták még a Hayford-féle ellipszoidra vonatkoznak és ideigleneseknek tekintendők. Az egyes Laplace-pontok viszonylagos függővonalelhajlását a további következtetések érdekében meg kellett javítani a topografikus hatással; ez különösen a hegyvidéki pontokon számottevő. A topografikus hatásokat rétegvonalas térképek alapján számítottam ki a Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményének 1952. évfolyamában megjelent tanulmányomban közölt közelítő számítási eljárással. E számításban a teljes szöveget 12 egyenlő részre osztva körgyűrűs cikkeket vettem figyelembe; a sűrűséget a helyi viszonyok mérlegelésével állapítottam meg.

Tárczy-Hornoch Antal akadémikus hívta fel a figyelmet arra, hogy a topografikus hatás számításában a kérdéses Laplace-pont közvetlen környezetét is tekintetbe kell venni s ennek a hatásnak a kiszámításához a topografikus térképek rétegvonalai a legtöbb esetben nem elegendők. Ugyanis olyan részletes adatokra van szükség, amelyeket csak a Laplace-pont közvetlen környezetében elvégzett szintezés szolgáltathat. Ilyen célra eddig még nem történt szintezés a Laplace-pontok környezetében s így a közvetlen környezet hatásának kiszámításában a rétegvonalas térképekre voltam utalva. A számításnak ez a része ezért közelítő jellegű, és kíváncsok a közel jövőben a szintezések elvégzése a Laplace-pontok közvetlen környezetében, ami a topografikus hatás számításának helyesbítését teszi lehetővé.

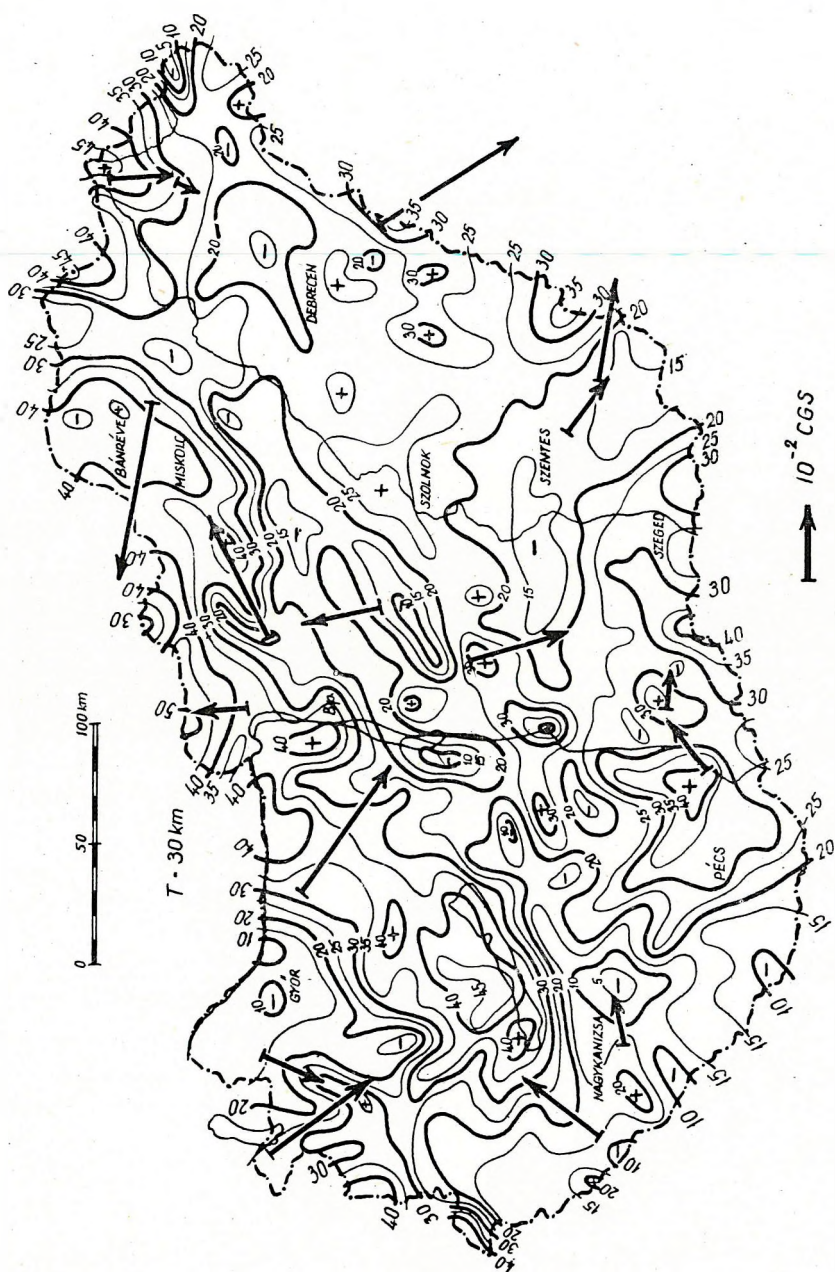
Az eredményeket a mellékelt három térképvázlat tartalmazza. Az első vázlat a Faye-anomáliákat, a második a Bouguer-anomáliákat, a harmadik pedig az izosztatikus anomáliákat tünteti fel. Az anomáliák az országos



1. ábra. Fügővonallelajások és Faye-anomáliák kapcsolata



2. ábra. Függővonalelhajlások és Bouguer-anomáliák kapcsolata



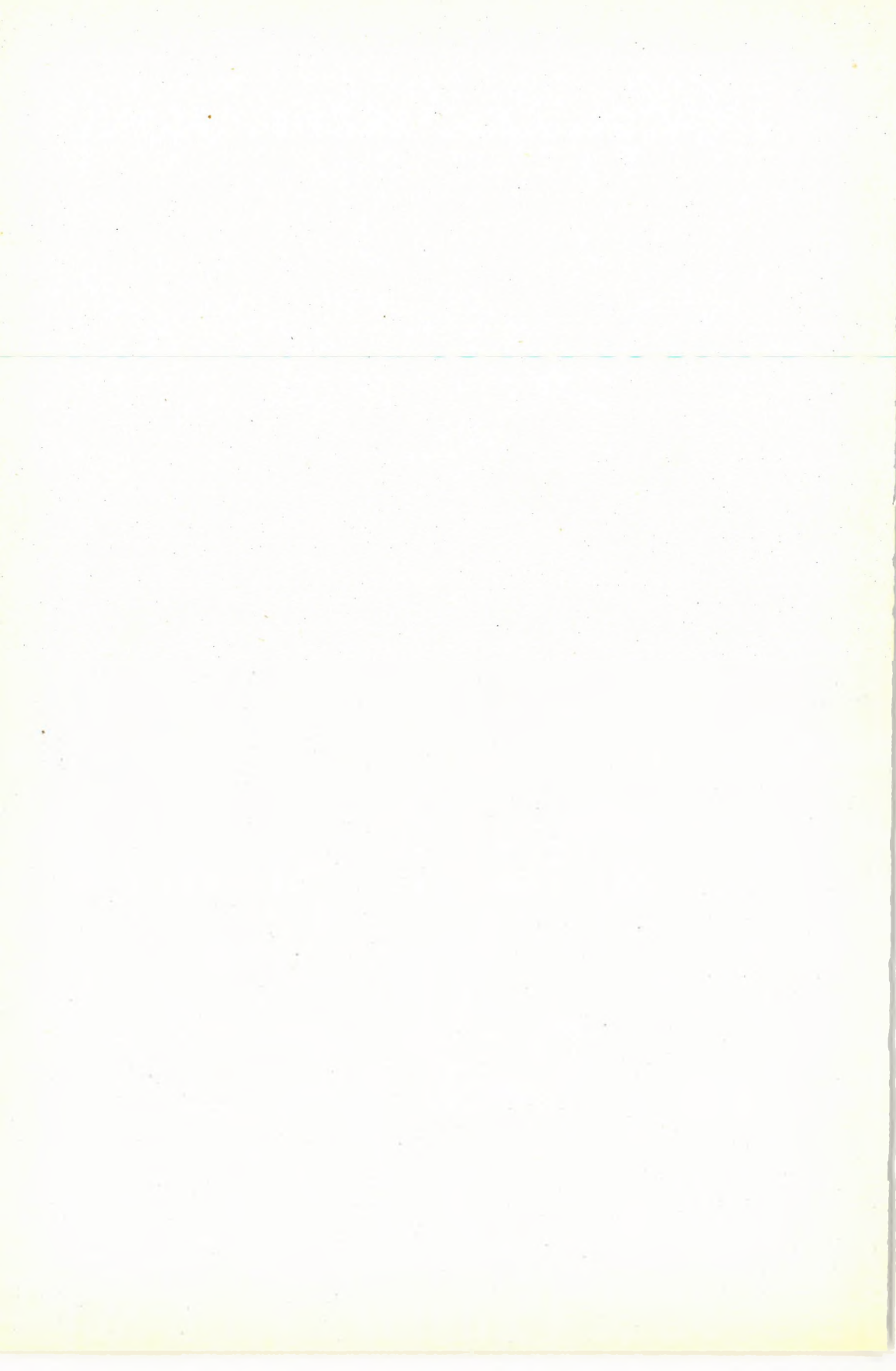
3. ábra. Fügővonalelhajlások és isosztikus anomáliák kapcsolata

graviméteres alaphálózat ideiglenes feldolgozásának eredményei és azonosak azzal, amit Facsinay László és Szilárd József „A magyar országos gravitációs alaphálózat” címen a Geofizikai Közlemények 1956. évfolyamában megjelent értekezésükben közöltek. A térképvázlatokon 17 Laplace-pontban fel vannak tüntetve azok a vízszintes erőösszetevők, amelyek a topografikus hatással redukált relatív függővonalelhajlásokkal arányosak. Az erőösszetevők mérete: 1 mm megfelel 10^{-3} CGS egységnek. Az asztrogeodéziai úton mért és szögmásodpercekben kifejezett függővonalelhajlások következőképpen számíthatók át vízszintes erőösszetevőkre: ξ és η a szögmásodpercben kifejezett függővonalelhajlás összetevői északi, illetőleg keleti irányban, akkor a megfelelő vízszintes erőösszetevők

$$\begin{aligned} X &= 4,848.981.10^{-6}\xi \\ Y &= 4,848.981.10^{-6}\eta (\cos \varphi) \end{aligned}$$

φ a földrajzi szélesség.

A térképvázlatokból világosan kitűnik a nehézségi erő vízszintes erőösszetevőinek regionális jellege. A különböző anomáliákat feltüntető térképvázlatokon a jellegzetes regionális gravitációs maximumok és minimumok körülbelül ugyanott helyezkednek el, eltérések főként az anomáliák viszonylagos értékeiben mutatkoznak. A függővonalelhajlások vektorai túlnyomóan a maximumterületek felé irányulnak. Ebből arra is lehet következtetni, hogy azok a gravitációs maximumok, amelyeknek a létezését a függővonalelhajlások is megerősítik, valószínűleg mélyebben fekvő és nagyobb kiterjedésű hatóktól erednek. Igen jó az egybehangzás a gravitációs anomáliák és a függővonalelhajlások között az ország nyugati, északnyugati és északi területein levő Laplace-pontokon, továbbá a Duna—Tisza közén fekvő két ponton, elég jó a keleti és a déli részekén levő pontokon. Mindössze a Nagykanizsától keletre levő Laplace-pont függővonalelhajlása, továbbá az ország északkeleti sarkán fekvő két Laplace-pont függővonalelhajlása irányul minimumterületek felé. Ez utóbbi függővonalelhajlások viszonylag kisebb értékűek, mint a maximumterületek felé irányulók. A függővonalelhajlások és a gravitációs anomáliák kielégítő egyezése arra vall, hogy az alapul vett ellipszoid tájékozásában jelentős hiba nem lehet. A függővonalelhajlások regionális jellegének vizsgálata rávilágít a geodéziai és a nehézségi mérések szoros kapcsolatára.



B. SIMON

FIFTY YEARS OF HUNGARIAN SEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS

The interest for earthquakes and seismological investigations manifested itself in Hungary in very early times. A Hungarian earthquake catalogue by J. B. Grossinger got published in 1783 and was succeeded by similar works of H. Jeitteles and A. Saly. The first book on seismology written by Hungarian authors, P. Kitaibel and A. Tomtsányi, was published in Latin in 1814. The systematic collection of informations concerning Hungarian earthquakes has been started in 1881 by the Seismological Board of the Hungarian Geological Society. It was at the end of the year 1905 that Radó Kövesligethy founded the National Seismological Institute equipped by the State with the help of the Academy of Science and private persons, but mainly maintained by the founder himself. This new institution is continuing the systematic collection and processing of macroseismic data, the establishment of seismographs in Budapest and in the provinces, and the interpretation of their records.

A MAGYAR FÖLDRENGÉSKUTATÁS 50 ÉVE

SIMON BÉLA

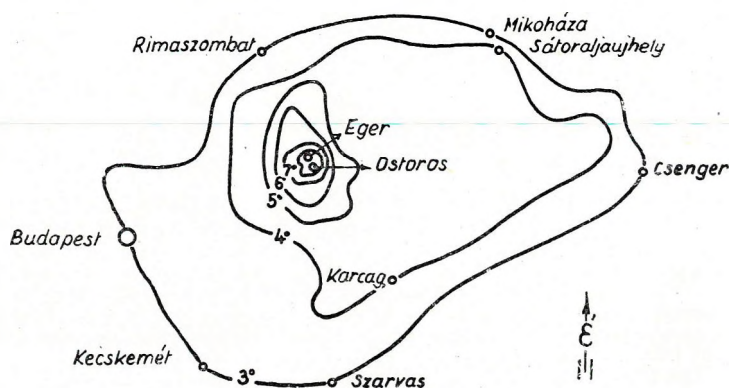
A földrengések és a földrengéskutatás iránti érdeklődés hazánkban korán megnyilvánult. Győrott 1783-ban jelent meg Grossinger J. B.-tól: „Dissertatio de terrae motibus Regni Hungariae” címen az első magyar földrengési katalógus, amelyet 1824-ben Holéczy M., 1859-ben Hunfalvy J., 1860-ban Saly A. és Jeitteles H. hasonló munkája követett. Az erdélyi földrengések katalógusát 1862—63-ban Bielz E., 1880-ban Koch A. tették közzé. Közben megjelent az 1810 január 14-i móri földrengés monográfiája latinul Kitaibel P. és Tomtsányi Á. tollából 1814-ben, amelyet a külföldi szakirodalom is nagyra becsül; e munkájukban a szerzők a külföldet félszázzaddal megelőzve vezetik be az izoszeizma fogalmát.

A földrengési megfigyelésekre vonatkozó rendszeres adatgyűjtést a Magyarhoni Földtani Társulat kebelében 1881-ben megalakult Földrengési Állandó Bizottság indította meg, amelynek keretében Schafarzik Ferenc fejtett ki igen élénk kutatótevékenységet, a Bizottság által összegyűjtött megfigyelési anyagból feldolgozta és kiadta az 1882—1888 évit. A Földrengési Bizottság a Földtani Intézetben egy kisebb földrengési Observatóriumot létesít, majd rövid időre a makroszeizmikus szolgálatot a Meteorológiai Intézetnek adja át.

Az 1895. évi VI. londoni földrajzi kongresszuson hangzott el a javaslat a Nemzetközi Földrengéskutató Szövetkezés létrehozására az e téren folyó

EGRI FÖLDRENGÉS IZOSZEISZTÁI (1925. I. 31.)

M = 1 : 2.000.000



1. ábra

kutatómunka összehangolása céljából; a Szövetkezés, amelynek Magyarország is alapító tagja, 1905-ben végleg

meg is alakult. Ez előzmények után a magyar földrengéstudomány fejlődése érdekében nemcsak hazai szakkörök láták szükségesnek egy önálló Földrengésvizsgáló Intézet felállítását, hanem a külföld is érezte, hogy hiányzik Budapesten egy jól felszerelt földrengési állomás. Mindkét részről megnyilvánult óhajnak tett eleget Kövesligethy Radó egyetemi tanár 1905 legvégén a Földrengési Obszervatórium és a Földrengési Számolóintézet megalapításával. A később egyesített két intézmény az Országos Földrengésvizsgáló Intézet nevet kapta.

A földrengésjelző műszerek elhelyezésére a Nemzeti Múzeum igazgatójának engedélye a Múzeum alagsorában nyújt lehetőséget, magukat a helyiségeket Kövesligethy Radó felkérésére



2. ábra. Kitaibel Pál

Gferer vállalkozó saját költségén alakította át az Intézet céljaira, dolgozóhelyiséget az alapító igazgató bocsátott rendelkezésre. A Földművelésügyi Minisztérium kölcsön adja az eddig a Földtani Intézetben felszerelt Vicentini-féle földrengésjelzőt, a Magyar Tudományos Akadémia adománya pedig egy Wiechert-féle 1000 kg-os horizontális földrengésjelző beszerzésére nyújt lehetőséget. Később a Földrengésvizsgáló Intézet a makroszeizmikus szolgálat ellátását átveszi a Meteorológiai Intézettől. A továbbiakban mind a személyi, mind a dologi és műszerszükségletekről való gondoskodás Kövesligethy Radó vállaira nehezedik, ő ezt a gondot szívesen vállalta, mivel meggyőződése szerint csak egy önálló Földrengésvizsgáló Intézet láthatja el feladatát a célnak megfelelően. Saját áldozatkészsége mellett a közületek és magánosok anyagi segí-



3. ábra. Kövesligethy Radó

ségét is igénybe véve a budapesti központ mellett a vidéki állomások széleskörű hálózatát fejlesztette ki. E hálózat tagjai: a Fiumei Földrengésvizsgáló Állomás, a Kalocsai Földrengésjelző Állomás, a Kecskeméti Földrengésjelző Állomás, a Kolozsvári Földrengésjelző Állomás, az Ógyallai Földrengésjelző Állomás, a Szegedi Földrengésjelző Állomás, a Temesvári Földrengésjelző Állomás, az Ungvári Földrengésjelző Állomás, a Zágrábi Földrengésjelző Állomás. 1918 után az Országos Földrengésvizsgáló Intézet keretében a budapesti központon kívül csak a Kalocsai-, Kecskeméti- és a Szegedi Földrengésjelző Állomások maradtak meg.

Az Országos Földrengésvizsgáló Intézet alapító igazgatója, főtítkára volt az Association Internationale de Séismologienek alapításától 1922-ig, így személyén keresztül Hazánknak előkelő szerep jutott a Szövetkezés irányításában. Bekapcsolódott az Intézet a Ciraolo-féle akcióba, szolgáltatotta továbbá a Vöröskereszt Nemzetközi Bizottsága és a Nemzeti Vöröskereszt Egyesületek Ligája fennhatósága alatt kiadott Matériaux pour l'Études des Calamités folyóirat számára a magyarországi rengésekre vonatkozó anyagot.

Kövesligethy Radó eredetileg csillagász volt, magától értetődik, hogy érdeklődését a földrengéstannak az a problémacsoportja kelti fel, amelyik rokon a csillagászatéval: a rengés geometriai elméletének lehetőleg feltevésmentes felépítése és a hat rengési elem meghatározása. Hasonlóképpen szép siker kísérte a lökéssugár kilépési szögére és a rengés fészekmélységének makroszeizmikus módszerekkel való meghatározására irányuló kutatásait; egyik ilyen módszerének előnye, hogy történeti rengésekre is alkalmazható. 1915-ben újrendszerű ágyúkeresőt konstruált, amelyet a jelzett célra igen alkalmasnak találtak a katonai szakértők.

A földrengésjósolás iránti érdeklődését a messinai földrengés, illetve az

ennek következtében létre jött nagy károsodás kelti fel. Vizsgálatai szerint a szeizmikus hysteresis figyelembevételével a rengés bekövetkezésére egy alsó és egy felső határ állítható fel, a terjedési sebesség csökkenése érlelődő feszültségre utal, a legkisebb sebesség görbéjének vándorlása utal arra a helyre, amelyen az új rengés várható.

Az Intézet a nemzetközi makroszeizmikus katalógus magyar anyagából feldolgozta az 1894—1907, 1929—1955 éveket, csatlakozván munkájával a Földrengési Bizottság által összegyűjtött és részben kiértékelt katalógus anyaghoz. A mikroszeizmikus katalógusokból az 1906—1955 évek anyaga jelent meg nyomtatásban. Ezenkívül monográfiákban értékelte ki a nevezetesebb hazai rengések makroszeizmikus észleleteit is. E módon összefüggést lehetett kimutatni a rengéserősség eloszlása és az altalaj felépítése között. Beható tanulmány tárgya volt Budapest egyes kerületeinek a földrengésekkel szemben való ellenállóképessége, valamint a mikroszeizmikus nyugtalanság kérdése. Bezdek József összeállítja az erdélyi földrengésekre vonatkozó észleleteket (1909). Lajos Ferenc egész Magyarország földrengési katalógusát készíti el kéziratban. Réthly Antal 1913-ban megjelenteti Magyarország földrengési térképét, majd 1952-ben közel öt évtizedes gyűjtése alapján a Kárpát-medencék földrengési tevékenységéről számol be összefoglaló művében.

Elkészül az első magyarnyelvű földrengéstan, amely a makroszeizmikus, mikroszeizmikus és alkalmazott földrengéstani kutatások legfontosabb kérdéseit tárgyalja.

Az 1755. november 1-i lisszaboni földrengéssel kapcsolatban jelent meg a Marquis—Pombal-féle portugál építési kormányrendelet, amelynek elkészítéséhez, amint történeti kutatásaink kiderítették, Carlos Mardel magyar származású, portugál szolgálatban volt ezredes jól átgondolt kísérletei szolgáltatták az alapot. A rendelkezésre álló makroszeizmikus megfigyelési anyagot értékesíti ki a hazai földrengésveszélyeztetettségi térkép, amely létfontosságú üzemünk rengéskároktól gazdaságos eszközökkel való megvédésére nyújt lehetőséget.

Kántás Károly és Scheffer Viktor megállapítják, hogy a Dunántúl nagyobb paleozoos és mezozoos tömegei aszeizmikus röggként viselkednek, és hogy ezeknek egymással való érintkezési felületei élénk szeizmicitásúak. Egyed László a legutóbbi időben a Föld belső felépítésére vonatkozó elméletet állított fel, amely új megvilágításba helyezi a földrengések keletkezésének mechanizmusát és lehetővé teszi a tektonikai jelenségeknek egységes szempontból való magyarázatát.

A jövőben a Földrengésvizsgáló a földrengéstan elméleti kérdésein kívül foglalkozni kíván gyakorlatiakkal is a múlthoz hasonlóan, ezek között elsősorban a mesterséges rezgések és a földrengések okozta károk gazdaságos eszközökkel való csökkentésének kérdésével. Hogy erre milyen nagy szükség van, mutatja az 1956. év folyamán kipattant két hazai rengés példája, amikor is viszonylag gyenge földmozgás tetemes épületkárokat keltett. Munkaprogramjába veszi még az alkalmazott földrengéstan problémái közül a bányabeli közetomlás jelenségének és az e révén előálló károsodás lehető csökkentésének tanulmányozását.

ANGABEN ZUR REGIONALEN GEOPHYSIK DER KARPATENBECKEN

Die Nordöstlichen Karpaten sind in einen mächtigen paläozoischen Tiefenzug, ein Synklinorium gelagert.

Mit der Achse Uschgorod—Winogradow (Ungvár—Nagyszöllös) kann ein NW-SO gerichtetes begrabenes paläozoisches Gebirge festgestellt werden, dessen SW-Flanke Arm ins Gebiet Ungarns fällt. Dieses versunkene Gebirge nennen wir das Massiv von Bereg—Szatmár.

Dieses paläozoische Gebirge ist von dem hierzu NO gelegenen paläozoischen Tiefenzug durch eine solche regionale Bruchlinie abgetrennt, deren Gegenwart von der Linea Pecineaga der Dobrudscha ganz bis zur Zone der Ostsee verfolgt werden kann.

Dieser regionale Bruch, welcher die markanteste, selbst den Zug der Karpaten schneidende Indikation des östlichen Teiles von Mitteleuropa ist, nennen wir den „Randbruch der Sudetiden“.

Dieser von uns das Massiv von Bereg—Szatmár genannte paläozoische Gebirgsgrat mit der Achse von Uschgorod—Winogradow (Ungvár—Nagyszöllös) bildet ein Glied eines bereits unterirdischen mächtigen kristallinen Gebirgszuges, eines Antiklinoriums, den wir mit dem Namen „Sudetidenantiklinorium“ bezeichnen. Diese geologische Struktur zeigt sich als der grösste positive Schwerkräftenomalienzug des östlichen Teiles von Mitteleuropa und erstreckt sich von den Ufern der Oder über die paläozoischen Oberflächenausbisse Oberschlesiens hinweg unter den Karpaten durch das Massiv von Bereg—Szatmár hindurch in SO-Richtung.

Der Durchzug des Sudetidenantiklinoriums wird in dem isostatischen Depressionszug der Karpaten als relatives Maximum indiziert. Östlich von diesem Gravitationsrücken erweist sich die isostatische Depression geologisch als ein Synklinorium, dessen Streichung identisch ist mit dem Randbruch der Sudetiden. Die Streichung der Depressionszone, die sich westlich vom Rücken erstreckt, ist fast mit dem Ungarischen Mittelgebirge gleichgerichtet. Die wahrscheinliche geologische Ursache dieser Depression ist in der Schwerewirkung der in der Struktur dieses Gebietes eine wichtige Rolle spielenden mächtigen Granitmassen zu suchen.

Das Massiv von Bereg—Szatmár, zu welchem auch die Oberflächenschollen des Inselgebirges von Zemplén gehören, wird in der Richtung des Tieflandes einseits von dem Tiefenzug begrenzt, welcher in der Schweredepression von Baia-Mare—Satu Mare—Nyírség (Nagybánya—Szatmárnémeti—Nyírség) zum Ausdruck kommt, (anderseits von der der Darno—Linie entsprechend streichenden paläozoischen Vertiefung, die die unterirdische Fortsetzung des Kosice (Kaschau)—Beckens bildet.

In dem Aufbau der Karpatenbecken spielt jene strukturelle Richtung eine sehr wichtige Rolle, die wir unter dem Namen Darno—Linie kennen. Das Gebiet Ungarns wir vom östlichsten Glied der Save Falten, von dem Sleme—Kálnik—Zug aus ganz bis zur Linie des Flusses Hernád durch eine der Streichung der Darno—Linie entsprechende tektonische Zone, durch ein regionales Bruchsystem senkrecht zum „Randbruch der Sudetiden“ überquert.

Der Umstand, dass diese tektonische Zone auch im äusseren Vorland der NO-Karpaten und im SW-Teile der Russischen Tafel erkennbar ist, macht es wahrscheinlich, dass sie in vorkarpatischen Zeiten entstanden ist.

Im äusseren Vorland der NO-Karpaten weist dieses grosstektonische Element den Charakter eines solchen regionalen Bruches auf, dessen SO-Flanke abgesunken ist. Dies kann beim plötzlichen Abfallen des unterirdischen SO-Auslaufes des Polnischen Mittelgebirges NO-lich von Przemysl, sowie bei jenem grossen Bruchabschnitt festgestellt werden, den die sowjetischen Geologen im Umkreis von Wladimir—Wolynskij durch Bohrungen erschlossen haben.

Im Gebiete Ungarns bleibt dieser Charakter des Bruches im Allgemeinen erhalten und längs des Ungarischen Mittelgebirges bedeutet dieser die NW-liche Absenkungszone des Tieflandes. Stellenweise jedoch meldet sich diese Bruchzone als ein tektonischer Graben.

Jenes Glied des inneren vulkanischen Kranzes der Karpaten, welches im Eperjes—Tokajer Gebirge zum Ausdruck kommt, zieht in der oben erwähnten tektonischen Zone grösstenteils unter der Oberfläche in der Streichung der Darno-Linie über Füzesabony—Örkény—Sárszentmiklós—Iregszemce—Mezőcsokonya in die Zone der Südalpen, der Save-Falten.

Das Massiv von Bereg—Szatmár wird von Süden aus durch den Gravitations-tiefenzug BaiaMare—SatuMare—Nyírség (Nagybánya—Szatmárnémeti—Nyírség) begrenzt. Dieser Tiefenzug stellt im nördlichen Teil des Tieflandes eine ÖW-gerichtete tektonische Zone dar, welche die gleiche tektonische Wichtigkeit als die regionale Bruchzone der Darnolinienrichtung besitzt. Diese hat ihren Anfang in den Ostkarpaten mit dem regionalen BruchBorsapass—BaiaMare (Nagybánya). Von hier aus durchquert diese tektonische Linie gemäss der Resultate der geophysikalischen Messungen wie ein mit vulkanischen Formationen charakterisierter unterirdischer Zug in westlicher Richtung die Tiefebene und dessen Randgebiet ganz bis in die Höhe von Hatvan im Matra-Bruch weiterlaufend.

Dieser Tiefenzug der Schwereanomalien bildet über die vulkanischen Oberflächenmassen der Gebirge Dunazug—Börzsöny, Cserhát und Mátra die östliche Fortsetzung des Abschnittes der Donau zwischen Gönyü und Visegrád, gleichzeitig der Richtungslinie der nördlichen Absenkungsfläche der kristallinen Schiefermassen der Alpen und kann demnach bis zu den Ostkarpaten verfolgt werden.

Sowjetische Geologen stellten am südwestlichen Rande der Russischen Tafel, auf einem ung. 100 km breiten Abschnitt östlich von Lwow ein solches regionales Verwerfungssystem fest, längs dessen die paläozoischen Gesteine der Russischen Tafel dem Westen zu eine stufenweise Absenkung erlitten.

Es kann auf Grund der Ergebnisse der in den NO-Karpaten gemachten Aufnahmen der ungarischen Geologen festgestellt werden, dass dieses die Absenkung des Paläozoikums bedeutende Verwerfungssystem auch in den NO-Karpaten sich fortsetzt und in NW-Richtung von den Massen des Pop Ivan die westliche plötzliche Vertiefung des kristallinen Sockels der NO-Karpaten angibt.

Die gravimetrischen Aufnahmen von den Jahren 1942/44 in den NO-Karpaten und in Nord-Siebenbürgen wiesen den Abschnitt dieser tektonischen Zone nach, der das Miozänbecken der Oberen Theiss, welches sich auf der Karpatenseite des Massivs Bereg—Szatmár erstreckt, dem Osten zu abschliesst. Diese tektonische Zone trennt das Massiv von Bereg—Szatmár selbst von dem kristallinen Zug der Rodnaer Alpen—Kápolnokmonostor—Preluka.

Längs des SW-Fortläufers dieses tektonischen Zuges erfolgte die Absenkung des kristallinen Fundamentes der östlichen Tiefebene, welche auch anhand der makroseismischen Angaben nachweisbar ist.

Im Schwereanomalienbild des nördlichen Teiles der Tiefebene, mit dem Mittelpunkt Ujfehértó, ist ein kreisförmiges regionales Depressionsgebiet mit einem Durchmesser von ungef. 100 km und einer relativen Wertedifferenz von 10—15 mgal ersichtlich.

Das Depressionsgebiet wird vom Bükk-Gebirge, von den den unterirdischen Massen des Inselgebirges von Zemplén entsprechenden, vom Bereg—Szatmár Massiv, von den zwischen Tasnád und Szilágyosomlyó befindlichen und von Kismarja—Biharnagybajom und Dévaványa nach SW ziehenden Schweremaxima begrenzt.

Unsere geologischen Kenntnissen entsprechend wird diese regionale Schwereanomalienindikation von den grossen Massen der auf diesem Gebiet aufgehäuften

vulkanischen Gesteinen verursacht. Eine unserer Tiefbohrungen neben Nyiregyháza durchquerte 1450 m vulkanisches Gestein ohne die Gesamtheit der vulkanischen Schichten durchschneiden zu haben. Anhand der durch die Tiefbohrungen gesammelten Angaben wurde festgestellt, dass die Mächtigkeit der vulkanischen Gesteine von Nyiregyháza aus in SW, S und NO-Richtung stufenweise abnimmt.

Das hier beschriebene und der regionalen Schwereanomalie entsprechende unterirdische Gebilde nennen wir das „Amphiteatrum der vulkanischen Gesteine des Nyírség“.

Unter der Tiefebene erstreckt sich ein in Schollen gegliederter, aus paläozoischen und mesozoischen Gliedern bestehender und vergrabener Gebirgszug, dessen Streichrichtung auf Grund des sehr markanten magnetischen Anomalienbildes südalpin genannt werden kann.

In dieser Streichung durchschneidet der Zug, in der Richtung der Save-Falten und des Mecsek-Gebirges fortlaufend, auch Transdanubien.

Den kristallinen Kern der Sleme und Kalnik Gebirge, der südlichsten Glieder der Save-Falten, bilden paläozoische Gesteine. Die paläozoischen Gesteine des in südalpiner Richtung streichenden, unter Transdanubien und der Tiefebene liegenden Gebirgszuges wurden bis heute von folgenden Tiefbohrungen erreicht: Kaposfü (Chloritschiefer), Turkeve (Gneiss), Biharnagybajom – Szerep (Chloritschiefer), Hajduszoboszló (Glimmerschiefer), Körösszegapáti (Glimmerschiefer) und Kis-marja (Glimmerschiefer).

Anhand der Angabensammlung der makroseismischen Beobachtungen kann festgestellt werden, dass der Randbruch des östlichen Teiles der nördlichen Tiefebene längs des äusseren östlichen Randes obigen südalpinisch streichenden Zuges erfolgte und dass dieser Zug somit den östlichen Rand der aseismischen Scholle der nördlichen Tiefebene bildet.

Die hauptseismotektonischen Linien von Transdanubien südlich vom Plattensee befinden sich ebenfalls an den Randteilen dieses Zuges.

Anhand der Richtung der in den magnetischen Anomalien im nördlichen Teil der Tiefebene auftretenden vulkanischen Gesteinswirkungen können folgende Bruchsysteme festgestellt werden: Im Gebiete der Nyírség und des NO-Grenzgebietes können OW-gerichtete Bruchsysteme, im westlichen Teil der Tiefebene und im nördlichen Teil des Raumes zwischen Donau und Theiss der Richtung der Darno-Linie entsprechende Bruchsysteme, südlich von der Höhe von Debreceen im östlichen Teile der Tiefebene der Streichung des Plattensees entsprechende und von der Zone Kecskemét angefangen auch hierauf senkrecht streichende Bruchsysteme. Es kann weiterhin noch festgestellt werden, dass einzelne Abschnitte des gegenwärtigen Laufes der Theiss längs Bruchlinien ausgebildet wurden.

Die im nördlichen Teile der Tiefebene festgestellten Krustenbewegungen sind isostatischen Charakters.

Im Zusammenhang mit dem Studium der Entwicklungsgeschichte des Stromsystems in Bereg – Szatmár stellten geomorphologische Untersuchungen fest, dass das Gebiet des Schweremaximums, welches das Massiv von Bereg – Szatmár indiziert, seit dem Pleistozän im Sinken begriffen ist.

Die geomorphologischen Untersuchungen in der Nyírség und dessen Umgebung, in Bodroghöz und Rétköz erwiesen, dass das mächtige Gebiet der Schweredepression in der Nyírség seit dem Pleistozän in grossem Masse gehoben wurde.

Schliesslich kann festgestellt werden, dass gegenwärtig sich von der SO-Randzone der Russischen Tafel ein mächtiger paläozoischer Tiefenzug unter den NO-Karpaten in die Richtung der mittleren Teile der Tiefebene erstreckt. Dieser Tiefenzug (der Meinung der sowjetischen Geologen entsprechend diese Synklise) wird im äusseren Vorlande der NO-Karpaten von Osten aus durch den stufenweisen Abbruch der Russischen Tafel, von Westen aus die östliche Vertiefung des Polnischen Mittelgebirges begrenzt.

Die Grenze dieses paläozoischen Tiefenzuges bildet im NW-Teile der Tiefebene eine in der Richtung der Darno-Linie festgestellte regionale Bruchzone, die Randbruchlinie der paläozoischen Gesteinsmassen.

Die Zone des östlichen Randbruches überquert, vom südwestlichen Teil der Russischen Tafel ausgehend, die NO-Karpaten, läuft dann in der äusseren Randzone

eines versunkenen kristallinen die Tiefebene schräg durchschneidenden Gebirgszuges — in SW-Richtung weiter.

Die durch geophysikalische Methoden festgestellte Gliederung des paläozoischen Tiefenzuges unter dem nördlichen Teil der Tiefebene wurde in den obigen Abschnitten geschildert.

ADATOK A KÁRPÁT-MEDENCÉK REGIONÁLIS GEOFIZIKÁJÁHOZ

SCHAEFFER VIKTOR

Az Alföld regionális geofizikájának tanulmányozása nem végezhető el a környező területeken immár lefolytatott geofizikai felmérések eredményeinek, valamint azok földtani jelentőségének vizsgálata nélkül.

Az utóbbi években az Alföld északi részének geofizikájával foglalkozván megállapíthattuk, hogy az e területen feltételezhető tektonikai összefüggéseknek a gravitációs anomáliakép tükrében való vizsgálatához és regionális szempontból való tanulmányozásához az eddig közölt és ismert gravitációs anomáliatérképek az ábrázolt területek korlátozott volta miatt nem elégségesek.

A regionális tanulmányok lehetővé tétele céljából, a rendelkezésünkre álló adatok alapján az Alföld és a környező területek gravitációs anomáliáit egyesítő térképet szerkesztettünk, amelyet „Középeurópa keleti részének gravitációs anomáliatérképe” címmel az 1. ábránknban* adunk közre.

A térkép megszerkesztésének alapjául az M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, a volt Magyar—Amerikai Olajipari R. T. (1), Magyar—Olasz Ásványolajipari R. T., Magyar—Német Olaj R. T. (2) megbízásából végzett gravitációs felvételek, a Csehszlovák állami gravitációs felmérés eredményei (3), R. Behounek Kisalföldről közölt anomáliatérképe (4) és az I. W. de Bruyn által 1955-ben Lengyelország, Románia, Jugoszlávia és Ausztriáról, valamint a Szovjetunió nyugati részéről közölt adatai (5) szolgáltak.

A térkép megszerkesztése után, 1956-ban adta ki a Varsói Földtani Intézet Lengyelország legújabb gravitációs anomáliatérképét (6), amely az Északi-Kárpátok zónájában a legutóbbi években egészen a Csehszlovák határig kiterjesztett részletes graviméteres felvételek eredményeivel nyert kiegészítést. Mivel az itt nyert gravitációs anomáliatérképet jól jellemzik az általam megelőzően nagyobb értékkel szerkesztett izoanomál-vonalak, nem vált szükségessé azokat e területen módosítani.

Az 1:1 000 000 méretarányban készült térképen, a potsdami rendszerben ábrázolt Bouguer anomáliák 5 mgalos értékkel vannak feltüntetve.

A gravitáció normálértékeinek számításbavétele a stockholmi 1930-as nemzetközi formula alapján történt.

A folytonos vonalakkal feltüntetett izoanomál vonalak részletező gravitációs felvételek, a szaggatott vonalak pedig regionális gravitációs mérések eredményeit ábrázolják.

* Az 1., 2., 4., 6., 7., 9., 11. és 12. ábrát lásd a mellékletekben.

A magassági korrekciók képzéséhez alapul vett sűrűségérték a Magyarországot övező területeken általában 2,67. Észak-Erdélyben és a Kárpát-alján az e területekre szerkesztett ún. „Közepsűrűség diagram”-ból (7) adódó értékek, a Szlovákiával határos hegyvidékeken az állomások helyére jellemző változó sűrűségértékek, Magyarország sík területein pedig átlagosan 2,0 vétettek számításba.

Az alkalmazott nagy anomáliaértéklépcső (5 mgal) számot vet a térkép megszerkesztésénél adódott bizonytalanságokkal, amelyek közül kiemelendőnek tartjuk, hogy pl. az egyes országok gravitációs főbázispontjai korszerű közvetlen mérésekkel még nem kapcsolattak össze, az országhatárok menti izoanomálgörbék grafikus kiegyenlítéssel köttettek össze (e műveletek alkalmazásával a kiegyenlítendő eltérések maximális értéke ± 5 mgal volt), és hogy helyenként különböző sűrűségértékekkel végzett magassági korrekciójú területek érintkeznek egymással.

Megemlítendőnek tartom, hogy a térkép szerkesztéséhez alkalmazott, a magassági korrekcióban szereplő sűrűségértékektől eltérő sűrűségértékek használata nem változtatja meg az anomáliakép lényegét.

Tekintettel arra, hogy a térképen kifejezésre jutó regionális gravitációs rendellenesség értékkülönbségek nagysága sokszorosát teszi ki a fent vázolt helyenkénti bizonytalanságoknak, a térkép reálisan használható a regionális jellegű tektonikai összefüggések követésére.

Mivel pedig mind a Tanni, mind a de Bruyn és Valek (8) által végzett tanulmányok megállapították, hogy a Kárpátok zónájának Bouguer anomáliái egyúttal izosztatikus anomáliákként is jelentkeznek, mert az izosztatikus redukciók elvégzése után is ugyanolyan viszonylagos nagyságban indikálódnak [(lásd Tanni, de Bruyn és Valek izosztatikus anomáliatérképeit (9, 5 és 8)], a Bouguer anomáliák térképe e zónában általában felhasználható a geológia szempontjából közvetlen fontosságú, a felszín alatti néhány ezer méter mélységben megállapítható tömegeloszlási viszonyok jellemzésére.

A Szudetida antiklinorium

A gravitációs rendellenességek térképének legmarkánsabb, legnagyobb pozitív indikációját az a Cseh-masszívummal ÉK-en határos nagy maximumvonulat képezi, amelynek Lengyelország DNy-i részén átvonuló gerince Olczak gravitációs anomáliatérképe szerint (10) Zielona Gora—Wroclaw tengelyiránnyal az Odera völgyével esik egybe. A gravitációs maximumindikáció értékeinek nagysága területenként a $+30$ mgal-t is eléri, és szélessége e szakaszon helyenként a 200 km-t is meghaladja. A térkép ÉNy-i szélétől DK irányban, Krakow felé haladva, a Brno—Lwow vonal mentén a nehézségi rendellenességértékek hirtelen lecsökkennek, a lecsökkenés a Magas-Tátra vidékén éri el -60 mgal-t kitevő mélypontját.

Az É-i és az ÉK-i Kárpátok vonulatát követő gravitációs depressziós zónában, az előbb említett Magas-Tátra vidéki, valamint az ÉK-i Kárpátok alatt elterülő, -100 mgal szélsőértéket elérő mélyvonulat között, a Zielona Gora—Wroclaw—Krakow gravitációs maximumvonulat folytasaként, Krakow—Usgorod (Ungvár) tengellyel egy -35 mgal tetőértékű,

a Kárpátokat ÉNy—DK irányban kb. 150 km széles sávban harántoló viszonylagos maximumvonulat húzódik.

A Kárpátokat harántoló szakasz után a gravitációs magasértékek ezen alakulata az ÉK-i Kárpátok háttérében folytatódik és a Sátorhegység északi végződése és a Vihorlát között vonul át az Alföld É-i szegélyzónájába. Maximumértékeinek területei egyrészt az Ungvár és Nagyszőlősen át húzható tengely mentén találhatók, másrészt pedig a Zempléni-szigethegység és az ÉK-i határrögöknek megfelelő gravitációs anomáliavonulatot is magukba foglalják. A tetőzóna csúcsértékei a Záhonyi Tiszakanyar környékén jelentkeznek és a gravitációs rendellenességek maximális értékei helyenként a +20 mgal-t is meghaladják.

Az Alföld peremi leszakadásait jelző vulkáni tömegek e felszín alatti nagysűrűségű tömeg határai mentén helyezkednek el, Ny-i határát a Sátorhegység képezi, ÉK-en pedig a Vihorláthegység vulkáni vonulatai szegélyezik.

Az Alföld belseje felé a Nyírség—Szatmárnémeti—Nagybánya gravitációs depresszióban kifejezésre jutó mélyvonulat határolja.

DK-felé a Preluka—Kápolnokmonostor környéki, Lapos hegységi kristályos pala tömegek felé folytatódik és az Erdélyi-Medencében végzett geofizikai felvételek eredményei alapján (11, 12, 13, 14, 15, 16, 17) megállapítható regionális jellegű, ősmasszívumnak feltételezhető nagy sűrűségű és mágneses szuszceptibilitású tömegei felé tart az ÉNy—DK-i csapású magas gravitációs anomáliaértékek vonulata.

A gravitációs rendellenességekben kifejezésre jutó ezen hatalmas, nagytectonikai jelentőségű indikációt, amely Közép-Európa keleti részének legnagyobb, a Dinaridák és az Appenninek csapásával párhuzamos irányú pozitív gravitációs anomáliavonulataként jelentkezik, a következőkben „Szudétida antiklinórium” névvel jelöljük. Ennek jelenlétét egyes földtani kutatók már régóta sejtették, illetve feltételezték.

Ez a regionális gravitációs alakulat a paleozoos közettömegek egy hatalmas vonulatát jelzi, amelynek az ÉK-i Kárpátok háttérét harántoló tagját Bereg—Szatmári masszívum elnevezéssel illetjük.

Geológiai értelmezésénél támpontokul a következő tények szolgálnak:

A Lengyel Középhegység és a Cseh Masszívum közötti zónában a magas gravitációs anomáliaértékek egybeesnek a Szudéta felszíni, perm előtti ókori képződmények területével (lásd a 2. mellékletben telegdi Róth K. földtani térképét). Az É-i Kárpátok hegyláncolatának és az ÉK-i Kárpátok háttérének harántolása után e vonulat a Lapos hegység kristályos palatömegeiben folytatódik. Az ÉK-i Kárpátok háttérében ez az indikáció csapásra megegyezően magában foglalja a Zempléni Szigethegység és az ÉK-i határrögök felszíni variszkuszi tömegeit. E terület felszínén archaikus kőzetek jelenlétét is megállapították (18). Dank Viktor szerint: Felsőregmec és Vilyvitánytól É-ra „idősebb kristályos alaphegység lepusztulásából származó, valószínűleg homokkőből dinamometamorfózis hatására átalakult képződményekkel állunk szemben”. Ezenkívül ismeretes az a tény is, hogy a Vihorláthegység andezitjei fillit zárványokat hoztak fel a felszínre (19). Az ÉNy—DK-i hegyszerkezeti irány a variszkuszi redőzések idejéből

származó herciniai vagy telegdi Roth Károly szerint „tisza szudéta” irány (20).

Amint fentebb leírtuk, a Brno—Lwow vonaltól D-re a gravitációs anomáliaértékek hirtelen lecsökkennek. E területen a középső jürában kezdődő és a felső jürában folytatódó nagymértékű transzgresszió tetemes részleteket foglalt el a Kárpátok északi előteréből. Ez előtt — a Szudéták — középső és felső júra üledéksora Krakowtól D-re, Kurdwanow-nál bukkant utoljára a felszínre, de fúrások kimutatták ezt tovább délre (Kossocice és Rzeszotari mellett), a Kárpátaljai képződmény és flistakarók alatt is aránylag nem nagy mélységben (21).

A Szudéták peremén a flisöv közvetlenül érintkezik a felsősziléziai (felsőkarbon korú) szénvidékkel.

A tescheni alsókréta pikkely peremi részében végzett fúrások (Paskau, Pogwischau) eldöntötték azt is, hogy itt az áttolódott alsókréta pikkely és harmadkori flis alatt a szudéta előtér széntartalmú képződménye folytatódik (22).

Ezek a megfigyelések arra a feltevésre vezettek, hogy a galíciai flisöv Ny-i részében, a szudéta előtt és az ÉNy-i Kárpátok közén a flisredőzet alatt, aránylag nem nagy mélységben a földkéreg feldomborodása, úgynevezett „antiklinórium” foglal helyet, mely jelenlétét a Kárpátok középkori fejlődéstörténete folyamán is elárulta (23).

Az utóbbi évek gravitációs méréseinek eredményei igazolták ez antiklinórium létezését és konkretizálták annak kiterjedését egyes részleteinek megállapításával együtt. Együttal sok földtani részletmegfigyelés eddig bizonytalannak látszó konklúziójának geofizikai alátámasztását is szolgáltatják. Reális módon értékelhető pl. Stille bizonytalanul megrajzolt „Szamos vonal”-ának (24) és I. P. Voitesti „Linea Pecineaga”-jának (25) tektonikai jelentősége is. Ez utóbbi fejezi ki annak valószínűségét, hogy a fent leírt Szudetida antiklinórium a Dobrudzsai variszkuszi rögöt is magában foglalja.

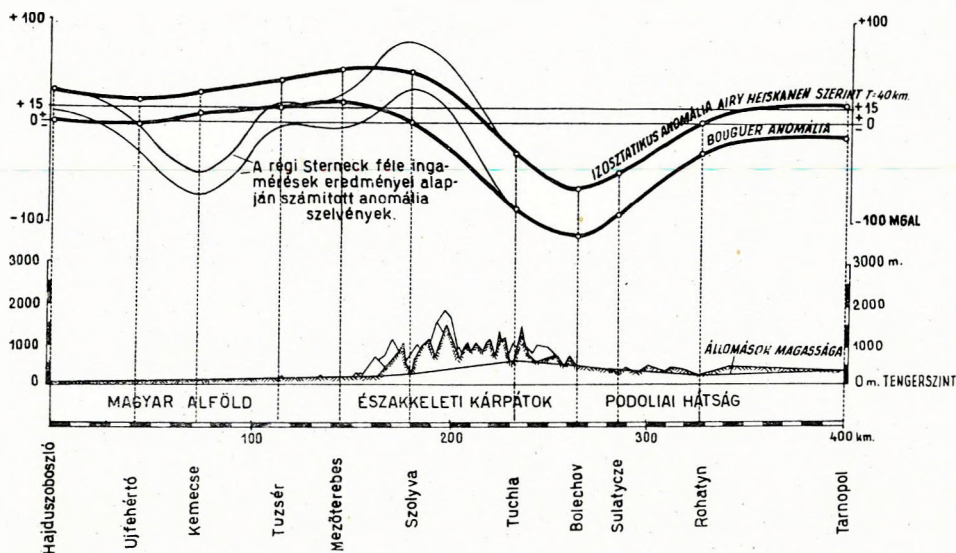
A gravitációs anomáliakép valószínűsíti Muratov (26) azon feltevését, amely szerint a Máramarosi masszívum tömege bizonyos mértékben a flisre tolódott rá. Lényegében ez ifj. Lóczy felfogását is fedi, aki parautochtonnak véli a Pop Iván tömegeit (27). Amint a későbbiekből kitűnik, valószínűnek tartjuk, hogy ezen flisre tolódásnak köszönhető az, hogy a Máramarosi masszívum tömegei a jelenkorig a felszínen maradtak.

E helyen óhajtunk rámutatni arra a tényre, hogy a Bükk hegységnek megfelelő gravitációs anomália csapásiránya azonos a tőle keletre, a Kassai-Medence túlsó oldalán fekvő azon nehézségi rendellenességvonalat csapásával, amelynek északi része a Zempléni szigethegységet és az északkeleti határrögök felszíni őskorú kibúvárait foglalja magában.

Ez a tény különös alátámasztást nyer Vadász Elemér azon megállapításával, amely szerint „a Bükk hegység gyűrt pikkelyes szerkezete a Kárpátok legbelső vonulatrésze. Az előbbiek kratogén jellegű különböző szerkezetek, a Bükk hegység ezektől eltérő Kárpáti orogénvonalat” (28).

Kiemelendőnek tartjuk azt, hogy az általunk „a Bükk hegységnek megfelelő gravitációs anomáliák”-nak nevezett alakulat kiterjedése Eger-

A GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁK VÁLTOZÁSAI EGY, AZ ÉSZAK-KELETI KÁRPÁTONKON ÁT FEKTETETT SZELVÉNY MENTÉN.



3. ábra

től Kassa irányában, az országhatáron túlra húzódván, sokszorosa a felszíni Bükk hegység morfológiai alakulata területének.

E helyen kell említést tennünk arról az érdekes tényről, hogy a Bükk hegységtől északra fekvő Gömöridák kristályos pala tömegei regionális értelemben nem látszanak befolyást gyakorolni a Bouguer anomáliák alapján szerkesztett gravitációs kép kialakulására. E tényből arra a látszólagos valószínűsége is lehet következtetni, hogy a Gömöridák alakulatának átlagsűrűsége kisebb a Szudetida antiklinórium tömegeinek átlagsűrűségénél. Ennek helytállósága esetleg kritériumot adhat a számunkra különböző korú varisztidáknak a gravitációs anomáliakép alapján való elkülönítésére, ezért e kérdés elbírálására különös figyelmet kell szentelni. Realitásának megítélésénél figyelembe kell venni egyrészt a Magas-Tátra környéki nagy gravitációs depresszió e zónára kiterjedő árnyékolóhatását, másrészt pedig az összehasonlítás tárgyát képező területek különböző tengerszintfeletti magasságokban való fekvése következtében adódó különböző izosztatikus hatásokat.

Mindezen tényezők figyelembevételével és az izosztatikus anomáliakép szemlélete alapján is megállapítható, hogy pl. a Gömöridák tömegei által okozott gravitációs hatás kisebb a Bükk hegység tömegei által okozottnál.

Valószínű, hogy ezt a tény a Gömöridák közettömegeinek gránitoktól átszótt volta okozza.

Az eddigiek alapján tehát a Bükk-hegység permo-karbon része a Szudetida antiklinórium egy DK-i nyúlványának tekinthető. A gravitációs kép alapján ehhez hasonló elágazásokat a Kárpátok túlsó oldalán pl. Ostrava és Wrocław környékén is láthatunk.

A Szudetida antiklinóriumot keleten egy olyan gravitációs mélyérték-vonulat kíséri, amelyet ez ideig már több mint 1000 km hosszúságban felderítettek. E mélyvonulat a legkisebb, 25–30 mgal-os értékkülönbségekkel az antiklinórium és a tőle keletre fekvő Lengyel-középhegység közötti, kb. 150 km-es szakaszon jelentkezik. Amint azt már részletesen leírtuk, legnagyobb kb. 100 mgal-os értékkülönbségei az ÉK-i és K-i Kárpátok külső nyúlványai felett észlelhetők. A gravitációs mélyvonulat e szakaszát a Szudetida antiklinórium és az Orosz Tábla közötti variszkuszi mélyedés okozza. Amint azt már a szovjet kutatók is megállapították (29), az anomáliák kialakításában a terület harmadkorú tektonikai alakulatai, a Kárpáti flis és a molassz antiklinálisai, sűrűségértékeik nagyjából azonos volta miatt csak alárendelt szerepet játszanak. Ezekben elsősorban a Kárpátok keletkezése előtti, variszkuszi tektonikai elemek éreztetik hatásukat. Maga a mélyvonulat szélessége is kb. kétszerese az ÉK-i Kárpátok takaróredői morfológiai alakulata szélességének. (Lásd a 3. ábrát.) A Tanni által szerkesztett izosztatikus tömegeloszlási térkép (9) adatai alapján ez a mélyvonulat a paleozoos alaphegység egy csaknem 8 km-es lemélyedését jelenti. Nowak J. lengyel geológus nyomán (30) e helyen a földkéreg bemélyedésére, egy ún. „szinklinórium”-ra gondolhatunk, amelyet a párhuzamos síkokban előretolódott és megtorlódott flis-redőzet tölt be (31). E megállapítás óta eltelt 20 év alatt végzett geofizikai felvételek eredményei alapján valószínűvé vált, hogy e szinklinórium a Keleti tengertől a Fekete-tengerig terjed.

A szinklinórium nyugati oldala és a Szudetida antiklinórium keleti szárnya között húzható ÉNy—DK irányú egyenes vonal mentén egy, csaknem egész Európát harántoló, 30–100 mgal nagyságú gravitációs anomáliaértékugrás állapítható meg. E hirtelen regionális értékváltozás a Szudetida antiklinórium, egyúttal az ahhoz tartozó Bereg—Szatmári masszívum ösközeteinek kelet felé való hirtelen elmélyülését jelenti, amelyet a következőkben a Szudetidák peremi törésének nevezünk.

Ettől keletre, vele párhuzamosan indikálódik az a lengyel földmágneses mérések alapján (32) megállapított ún. Pawlowski-féle határvonal (lásd a Kislow által szerkesztett 4. ábrát), amelytől keletre az Orosz Tábla, I. A. Steers szerint „az európai kontinens gerince” (33) nagyobb mágneses rendellenességeket feltüntető területe kezdődik (4. ábra).

A Hofhauser Jenő által szerkesztett földmágneses izogon térképek (34) alapján megállapítható, hogy az ún. Pawlowski-féle határvonal a Kislow térképén feltüntetett zónán túlmenően, a K-i Kárpátok mentén is eredeti irányában folytatódik.

Az antiklinórium távolabbi részeinek tárgyalásával e helyen nem foglalkozunk. Megemlítjük azonban, hogy ennek vonulata a Németország ÉK-i részében végrehajtott geofizikai felvételek eredményeiben is megállapí-

tást nyert. A német szakirodalomban az általunk Szudetida antiklinórium-nak jelölt nagytektonikai alakulatnak a Szudetákkal határos részét „Subsudetischer Wall”-nak, ennek ÉNy-i folytatását pedig „Nyugatmecklenburgi masszívum”-nak, „Prignitz—Lausitzer Wall”-nak vagy „Pritzwalki masszívum”-nak nevezik (35, 36, 37, 38). Az e vonulatot keleten határoló szinklinórium ÉNy-i folytatását H. Kölbel „Uckermärkische Senke” elnevezéssel illeti.

A régebbi német szakirodalomban a Szudetida antiklinórium Észak-Németországot harántoló folytatása Fr. Schuh (39) és A. Bentz (40) nyomán „Pompecky-féle paleozoos küszöb” elnevezés alatt szerepel.

A Nyugatmecklenburgi masszívum területén lemélyített nagyszámú mélyfúrás eredményei alapján megállapították, hogy e masszívum felett legalább 4000 m vastagságúak az üledékes rétegösszletek, és hogy itt a triász alatt perm és idősebb paleozoikum van.

Ez a megállapítás összhangban van a Szudetida antiklinórium felett szerzett lengyel földtani tapasztalatokkal, amelyek W. Pozarski és E. Rühle földtani térképéből (41) tükröződnek.

Az e terület földtani felépítésével foglalkozó német (42) és lengyel (43) kutatók véleménye megegyezik abban, hogy az Orosz Tábla DNy-i szegélyzónájával határos, általunk Szudetida antiklinóriumnak nevezett alakulat területe a kambrium előtti időktől kezdve a földkéreg egyik oly mobilis részét képezte, amely minden nagyobb hegyképződési folyamatban, változó tendenciával, hol kiemelkedve, hol süllyedve vett részt.

H. Stille „Uralte Anlagen in der Tektonik Europas” című munkájában (44) külön kiemeli a Szudetida antiklinórium zónája, általa „Baltopodolisches Lineament” elnevezéssel illetett alakulatának hatalmas tektonikai jelentőségét Európa földtani fejlődése szempontjából. Ez az alakulat az E. Suess (45) által „Karpinsky vonalak” névvel jelölt, Közép- és Délkelet-Európát átszelő tektonikai vonalrendszerhez tartozik, és a keleteurópai őskontinens Fennosarmatia, DNy-i határát képezi.

„Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen” című munkájának I. tábláján Stille (46) a Szudetida antiklinórium területének egy részét „terra incognita”-nak jelöli.

A geofizikai eljárások alkalmazásával e területen szerzett új eredmények, Stille terminológiáját használva, úgy fogalmazhatók meg, hogy a Fennosarmatia pajzs DNy-i szegélye („baltisch—podolischer Aussenrand Fennosarmatias”) és a varisztikus Európa ÉK-i szegélye („Variszischer Aussenrand Europas”) között egy antiklinórium vonul ÉNy felé a „terra incognita”-t harántolva.

E. Bederke 1942-ben, a felső-sziléziai szénmedencéről írt tanulmányában arra a következtetésre jut, hogy Felső-Szilézia D-i részét a D-en fekvő Tethys-tengertől egy geoantiklinális választotta el (47).

A szudetidák peremi törésének jellegzetes, egyértelmű indikációja pedig határozottan mutatja, hogy a bereg—szatmári tömeg nem a Lengyel Középhegység folytatása.

A Szudetida antiklinóriumról írt fejezetünket annak megemlékezésével fejezzük be, hogy egyes lengyel és csehszlovák geológusok (48) a galíciai

Kárpátok alatt fekvő kristályos tömeget devon előtti, esetleg kaledóniai típusúnak tartják és ettől D-re fekvőnek tételezik fel a Kárpátok alatti alaphegység főtömegét alkotó varisztidák kezdetét.

Az Alföld északi részének peremhelyzete

Az előzőkben ismertettük az Északkeleti Kárpátok háttérében megállapítható, a Nagyalföld északi peremzónája alatti kristályos hegység-vonulatot.

E fejezetben röviden összefoglaljuk az Alföld É-i részének peremi helyzetéről szerzett eddigi ismereteinket.

Szalai Tibor „Az Északkeleti Kárpátok geológiája” című munkájában (49) tesz említést azon, általa megállapított szerkezeti vonalokról, amelyek az Orosz Tábla DNy-i szegélyzónájából jövet, ÉK—DNy irányban harántolják az ÉK-i Kárpátokat és amelyek mentén a Rahó környékén felszínen levő paleozoos tömegek a mélybe süllyednek. Ezek egyike Rahótól, illetőleg Kabola-Polyánától nyugatra halad, nagyjából ÉK—DNy irányban. A másik törés pedig az előzővel párhuzamosan haladó Teisseyre által leírt Kowalowka—Smykowce vonal, melynek Kárpátokon belüli szakasza Durny, Podpula, Tempa csücsoktól nyugatra a rétegdőlési adatokból állapítható meg. Az imént említett hegycsücsok környékén nyert mérési adatok éppen úgy, mint a vonal két oldalán a képződmények sztratigrafiai és tektonikai különbözősége bizonyítja e szerkezeti irány jelenlétét.

Szalai térképét Bogdanow (50) tektonikai térképével (5. ábra) egybevetve megállapítható, hogy a Szalai által megjelölt, előbb említett két törésvonal irányra is megegyező egyenes folytatását képezi a Bogdanow által az Orosz Tábla DNy-i szegélyzónájában ábrázolt azon lépcsős leszakadási felületeknek, amelyek mentén annak paleozoos közettömegei rohamos mértékben mélyülnek el.

Az 1. ábrában adott gravitációs anomáliatérképből kiolvasható indikációk szerint a Szalai térképén jelzett Ny-felé mélyülő lépcsős leszakadás csak kb. Felsőbánya környékéig követhető. Ugyanez olvasható ki Szalai térképéből is.

A Köhát felszíni vulkáni tömegeinek keleti határvonala is e zónába esik és e tektonikai vonalakkal párhuzamos lefutású. Ez a jelenség is egy, e helyen levő mélybeli leszakadási felületre enged következtetni.

Ez a leszakadási felület egy, a gravitációs anomáliákból kiolvasható, Nagykároly—Nagybánya. Izavölgy—Borsai hágó között Ny—K irányban, előzőkben ismertetettre csaknem merőlegesen húzódó hatalmas, regionális töréses zóna határozott, markáns és a térképen kb. 150 km hosszúságban követhető indikációja előtt ér véget.

E nagy tektonikai jelentőségű töréses zóna jelenlétét geológusaink a felszínen is megállapították. Leírását a következőkben adjuk:

Jaskó Sándor 1942-ben megjelent „Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén” című munkájában a Nagybányai medencének, mint a Magyar Alföld legkeletibb öblének hegyszerkezetével foglalkozik (51). Megfigyelései szerint a Nagybányai medence északi szélén egy

K—Ny-i csapású, erősen diszlokált zóna húzódik. Ha ezt a töréses, összehúzóított övezetet a Szamos és Lapos torkolatán át meghosszabbítjuk, csapásiránya éppen a szatmármegyei Bükk-hegység kristályos tömegének északi széléhez vezet. Ha pedig kelet felé követjük, iránya az Iza-völgybe mutat, valamivel északabbra Dragomérfalvánál és Izsaszacsalnál, ahol Böckh térképe szerint a Rodnai-havasok kristályos pala és f. kréta tömege egy KDK—NyD Ny csapású sík mentén áttolódott a meredeken összehúzóított harmadkorú képződményekre (52).

Feltűnő, hogy az Ávas-Rozsály vulkáni tömege ennek a zónának északi szélén megszűnik. (Ugyanaz a jelenség állapítható meg északnyugaton a Hernád folyó halpartján levő kristályos pala terület keleti végződése mentén fekvő vulkáni tömegek esetében.)

Schréter Zoltán 1942 és 1943-ban végzett mind a Rodnai-havasok kristályos pala tömegeinek északi oldalán, mind az ezek nyugati folytatásába eső Prelukai (Haragosi) kristályos pala hegységben földfani megfigyeléseket (53, 54), és mindkét terület északi szegélyén megállapította a kristályos pala alaphegység hirtelen elmélyülését és tektonikai vonalmenti végződését.

Megjegyzendő, hogy egy, Izsaszacsaltól KDK-re kezdődő és a Rodnai-havasok északi oldalán kelet felé húzódó Ny—K irányú feltolódási vonalat már Zapalowicz (55) és Kräutner (56) is ábrázoltak és azt, mint a hegység északi szegélyét határoló szegélytörésvonalat írták le.

E regionális méretű, nagyjából Ny—K irányú, töréses zóna képezheti a legdélibb tagját annak a vetőrendszernek, amelynek néhány, a Pop Iván masszivumtól északra megállapítható törésvonalát Szalai Tibor is feltűntette az 5. ábrán bemutatott térképén.

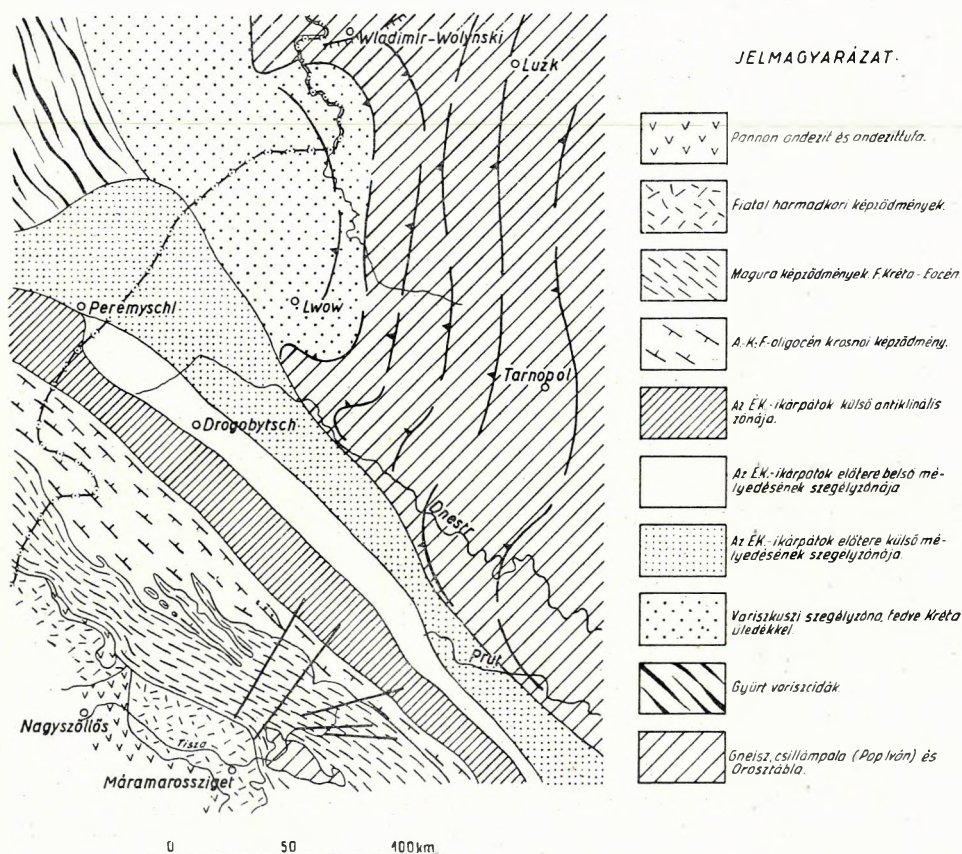
A Nagykároly—Nagybánya—Izavölgy—Borsai hágó között megállapítható diszlokációs zóna déli oldalán a Rodnai-havasok, a Prelukai-rög és a szatmári Bükk-hegység kristályos pala tömegei vannak a felszínen. E három földtani alakulat által okozott gravitációs hatások egymás között oly lényeges különbséget tüntetnek fel, amely az Alföld mélyszerkezetének a gravitációs anomáliakép alapján való vizsgálatához fontos kritériumot szolgáltat.

Míg a Lapos-hegység, a Prelukai-rög tömegei a gravitációs anomáliaképben 25—30 mgal-os pozitív rendellenességeket okoznak, addig a Rodnai-havasok és a szatmári Bükk-hegység általunk felmért részeinek felszínközeli csillámpala tömegein ilyen mértékű anomáliaváltozás nem tapasztalható.

Mivel begyűjtött kőzetminták alapján végzett sűrűségértékmeghatározások eredményei nem ismereteseek előttünk, nincs módunkban e jelenségnek fizikai magyarázatát megadni.

E tény megismerése azonban az Alföld regionális geofizikája szempontjából azért különös fontosságú, mert a szatmári Bükk-hegységtől déli csapásban kiindulva D Ny felé, különböző mélységekben fekvő kristályos pala rögök olyan pásztája harántolja az Alföldet, amelyeknek a gravitációs anomáliakép alapján való feismerése, sűrűségértékeik relatíve alacsony volta miatt csak helyenként, azoknak viszonylagos felszínközelsége esetén válik lehetségessé.

Az Alföld és a Dédunántúl felszíne alatt átvonuló kristályos hegység-vonulat megállapítása a mágneses (6. ábra) és szeizmikus felvételek és nem utolsósorban a mélyfúrások érdeme. Mindezek útján komplex módon szerzett ismereteinket összegezve megállapíthatjuk, hogy a horvátországi és dédunántúli délalpi paleozoos és mezozoos vonulatok eredeti csapásuk-



5. ábra. A. A. Bogdanov tektonikai vázlata és Szalai Tibor földtani térképének összeillesztése

ban vonulnak át az Alföldön a szatmári Bükk-hegység — Rodnai-havasok irányában. A szatmári Bükk-hegység e vonulat utolsó, felszínen maradt tagját képezi, amelytől DNy-ra húzódik át a Dunántúlra az eltemetett paleozoos és mezozoos hegységgröök egymással párhuzamos láncolata, a Réz-hegység felszíni tömegeinek és a Kodru hegység felszínalatti folytatásának előterében.

A Réz-hegység és a Kodru-hegység a Szudetida vonulattal egyező csapásúak és földtanilag nem korrelálhatók a rájuk merőleges, és az előterükben húzódó délalpi vonulattal.

A Réz-hegység előterének tektonikai viszonyai hasonlóak a horvátországi Száva-redők zónájának nagyszerkezeti felépítéséhez, ahol a Gárics-, Papuk- és Psunj-hegységeknek a gravitációs anomáliakép alapján összefüggő, dinári csapású vonulata előterében, reá merőlegesen húzódik a Sleme és a Kalnik, a délalpi csapású hegységroögök legdélibb vonulata.

A makroszeizmikus észlelések szerint e két egymásra merőleges rendszer érintkezési zónája mentén észlelhető a terület legnagyobb szeizmicitását feltüntető tektonikai vonal, az úgynevezett „Zágrábi törés” (57).

A Nagyalföld K-i részének peremi leszakadási felületét a Réz-hegység szudéta csapású felszíni tömegeinek és az ezek előterében húzódó délalpi vonulat érintkezési zónája jelöli ki. A makroszeizmikus észlelési anyag (58) szerint ez a zóna a Kárpát-medencék egyik legnagyobb makroszeizmikus nyugtalanságot feltüntető területe. A földrengési epicentrumok hosszú sora az ugyancsak szudéta csapású Keleti Kárpátok Ny-i végződésénél, a Pop Ivánnal szomszédos területen veszi kezdetét, és Nagybecskó—Máramarossziget—Szatmárnémeti—Nagykároly és az Érmelléken át húzódik DNy-i irányban.

A Nagyalföld nyugati peremi leszakadása a Darnóvonal irányának megfelelő tektonikai vonalak mentén állapítható meg. A Dunántúli Középhegység közettömegei által okozott gravitációs indikáció ÉK felé húzódik és Kassa magasságában ér véget. A váci Duna-kanyar környékétől ÉK-re a pozitív gravitációs rendellenességek a Középhegység csapásában két egymással párhuzamos pásztában jelentkeznek. Ezek a hegységnek a Balaton felvidékhez hasonló kettős felépítésére utalnak. A csehszlovák és magyar kutatófúrások által szolgáltatott földtani adatok egybevetésével megállapítható, hogy a gravitációs anomáliák északi pásztáját túlnyomórészen mezozoos, a déli vonulatot pedig elsősorban paleozoos közettömegek hozzák létre. A kettő között, Rudabánya körzetéből kiindulva, az özdi, salgótarjáni medencéken át DNy-ra Isaszegen keresztül a Csepel-sziget déli végződése felé vonulva egy vulkáni közettömegekkel átszött mélyvonulat állapítható meg, amely legnagyobb, kb. 20 km-es szélességét Hatvantól Ny-ra, az ún. Zagytvai öblözetnél, amelynek északi része a Pásztói Cserhátot a Pásztói Mátrától választja el (59), éri el.

Az Alföld Ny-felőli peremi leszakadását a Sátor-hegység DNy-i folytatásaként induló és a Darnó-vonal csapását követő az a vulkáni öv jelzi, amely a geofizikai mérések és a lemélyített fúrások eredményei szerint a Bükk-hegység peremvidékén, majd Füzesabony, Jászapati és Örkényen át Sárszentmiklós és Iregszemcse irányában vonul át a Dunántúlra.

A kassai öböl és a tektonikailag hozzákapcsolt Sátor-hegység a gravitációs anomáliákban minimumvonulatként jelentkeznek. (Lásd a 7. ábrát.) A gravitációs kép alapján megállapítható, hogy a Kassai-öböl esetleg tektonikai árkot jelenthető depressziós zóna alakjában húzódik a Bükk-hegység és a Zempléni-szigethegységnek megfelelő anomáliák között, és az Alföld felszíni takarója alatt egészen a Sajó torkolatáig terjed.

A vulkáni körzetek felszín alatti tömegei a Bükk-peremi öv után Mezöskeresztes körzetétől összefüggő alakulatként folytatódnak a Mátra előterében Hatvan irányában, ahol a gravitációs depressziós öv egyesül a Salgótarjáni-medence DNy-i folytatását képező mélyvonulattal.

Vadász E. szerint a Bükk-hegységi riolit tufák kifejlődése és elterjedése is arra utal, hogy a kitörési központ a Bükk-hegység déli oldalán, a medence-peremen volt (60).

Megemlítenédnek tartjuk azt a már Uhlig által ismertetett és a geofizikai eredmények által alátámasztott megfigyelést, amely szerint a Mátra hegység két egymással párhuzamos peremi törés mentén dél felé, az Alföld irányába buktatódott le és hogy a déli K—Ny irányú peremtörés mentén a hegység lesüllyedt és az eruptív kőzetek egy része is igen mélyre zökkent le (61). A Mátrától D-re elterülő és geofizikailag kimutatott, felszín alatti vulkáni tömegek jelenlétére utaló indikáció területének nagysága arra enged következtetni, hogy a felszín alatti vulkáni közettömegek terjedelme sokkal nagyobb a Mátra felszínénél. Ezzel kapcsolatban érdekesnek tartjuk megemlíteni Noszky J. felfogását, amely szerint a Mátra alsó-riolit tufái láva folyásának kitörési központját délre, az Alföld lesüllyedt peremére feltételezi (62).

A felszín alatti vulkáni öv ez összefüggő alakulatából ágazik ki Füzesabonytól DNy-ra a Hernád-vonal folytatásaként, Jászapáti és Örkényen át a Dunántúlra vonulva, egy ugyancsak a Darnó-vonal csapásában húzódó vulkáni öv, amelyet az előbbiekhöz hasonlóan geofizikailag egy gravitációs mélyvonulatnak megfelelő mágneses maximumvonulat jellemez.

A szeizmikus felvételek folyamán pedig megállapították, hogy e zónában a rengéshullámok terjedési sebessége viszonylagos maximumértéket ér el.

Körössy László (63) a Bugyi-i fúrásokban talált tufák szemcsenagyságait elemezve, arra a megállapításra jut, hogy a vulkáni kitörés centruma a Bugytól D-re fekvő területen nem messze keresendő.

Láthatjuk tehát, hogy a földtani megfigyelések egész sora támasztja alá a geofizikai mérések eredményeiből levonható következtetéseket.

A fent leírt geofizikailag kimutatható felszín alatti vulkáni öv az Alföld szélén fekvő, túlnyomórészt felszíni riolit és riolit-tufa tömegekből indul ki. Vonulatának egyes szakaszain, ún. egy Iregszemcse mellett lemélyített fúrásban, a sárszentmiklósi kibúvásban (64) és egy, Dunapentelétől É-ra lemélyített szerkezetkutató fúrásban ugyancsak riolit és riolit-tufa jelenlétét állapították meg. Ennélfogva valószínű annak feltevése, hogy e hatalmas, a Sátor-hegység folytatását képező vonulatot a Sátor-hegységhez hasonló összetételű vulkáni kőzetek alkotják.

Érdekesnek tartjuk megemlíteni, hogy Vadász E. szerint „Tokaj-hegyalja vulkánossága az Alföld É-i szélén lényegében megegyezik a DNy-ra eső vulkáni vonulatrészekkel” (65).

A makroszeizmikus észlelési anyag alapján megállapítható, hogy az Alföld nyugati peremi leszakadását jelző vulkáni öv bír a zóna legnagyobb szeizmicitásával, mivel a földrengési epicentrumok Kassától kiinduló és a Hernád-völgye mentén, Miskolc, Mezőkövesd, Eger, Gyöngyös, Jászberény, Tápíobicske és Ráckeve környékén észlelt helyei e vulkáni öv körzetében vannak.

A fentiekben előadottak szerint a Magyar Középhegység mentén a Darnó-vonálnak megfelelő szerkezeti irányban történt meg az Alföld ÉNy-i peremi leszakadása. E szerkezeti iránynak, amely különben a Kiskárpátok

és a Nyugati Kárpátok maghegységei csapásának megfelelő, igen fontos szerepe van a Kárpát-medencék felépítésében.

Magyarország területét a Száva-redők legkeletibb tagjától, a Sleme—Kálnik vonulattól kiindulva egészen a Hernád vonaláig harántolja egy, a Darnó-vonal csapásának megfelelő tektonikai öv, regionális törérendszer a „Szudetidák peremi törése”-re merőlegesen irányban.

Az a körülmény, hogy ez a tektonikai öv az Északkeleti Kárpátok külső előterében és az Orosz Tábla DNy-i részén is felismerhető, egyúttal a Kárpátok előtti földtani korokban való keletkezését is valószínűsíti.

Az Északkeleti Kárpátok külső előterében ez a nagyszerkezeti elem olyan regionális törés jellegű, amelynek DK-i oldala a levett. Ez állapítható meg a Lengyel Középhegység felszín alatti, DK-i nyúlványának Przemyśl magasságától ÉK-re történő hirtelen leszakadásánál, valamint a szovjet geológusok által Wladimir—Wolinszkij körzetében fúrásokkal feltárt nagy törésszakasznál is (66).

Magyarország területén a törésnek ez a jellege általában megmarad és a Magyar Középhegység mentén ez a zóna jelenti az Alföld ÉNy-i peremi leszakadását.

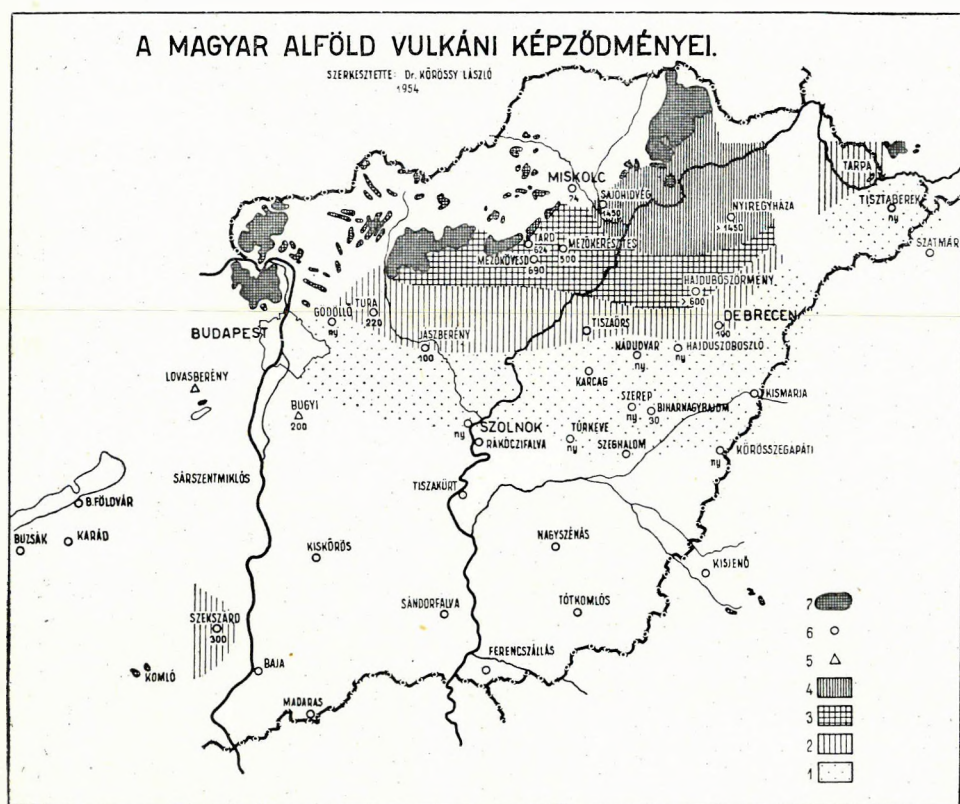
A vulkáni képződmények nyírségi amfiteátruma

Az Alföld északi részének gravitációs anomáliaképében, Újfehértó középponttal, egy kb. 100 km átmérőjű, 10—15 mgal viszonylagos érték-különbséggel jelentkező, kör alakú regionális depressziós terület látható.

A depressziós területet a Bükk-hegység, a Zempléni szigethegység felszín alatti tömegeinek megfelelő, a Bereg—Szatmári masszívum, a Tasnád—Szilágysomlyó közötti —, Kismarja—Biharnagybajom-i és a Dévaványától ÉNy felé vonuló gravitációs maximumok határolják.

A földmágneses anomáliakép alapján e zónában, nagyjából KNy-i csapású, hatalmas vulkáni közettömegek tetelezhetők fel, amelyek jelenlétét az e területen lemélyített számos mélyfúrásunk is igazolta. [(Lásd Körössy László (67): A Magyar Alföld vulkáni képződményei c. térképét, 8. ábra.)] Eddigi ismereteink szerint mind a szeizmikus felvételek eredményei, mind a mélyfúrásokkal szerzett földtani adatok tekintetbevételével, ezt a regionális gravitációs depresszió alakulatot, amelyhez a mágneses anomáliaképben vulkáni képződmények nagyságrendjének megfelelő indikációk tartoznak, a vulkáni kőzetek e területen felhalmozott nagy tömegei okozzák. Egyik Nyíregyháza mellett lemélyített mélyfúrásunk 1450 m vulkáni kőzetet harántolt anélkül, hogy a vulkáni rétegösszletet átfúrta volna. Hajdúböszörmény környéki fúrásaink 600 m-nél vastagabb vulkáni rétegösszletet találtak. A mélyfúrásokkal szerzett adatok alapján megállapítást nyert, hogy a vulkáni képződmények tömegei Nyíregyházától DNy, D és ÉK felé fokozatosan elvékonyodnak. A végzett tömeghatásszámítások alapján a fenti regionális gravitációs anomáliát a vulkáni és a környező nem tüzeredetű kőzetek közötti $-0,15$ — $-0,2$ sűrűségkülönbség hozhatja létre.

Földtani ismereteink alapján feltételezhető, hogy a Szatmárnémeti—Nagybánya környéki gravitációs depressziós kép kialakításában is jelentős szerep jut a vulkáni kőzetek jelenlétének. Vendel M. (68) munkája alap-



8. ábra. Jelek: Felszínalatti vulkáni képződmények
1. 1–100 m, 2. 100–500 m, 3. 500–1000 m, 4. 1000 m-nél vastagabb, 5. paleogén vulkanizmus, 6. miocén vulkanizmus (vastagság, méterben, ny-nyomok), 7. Felszíni vulkáni képződmények.

ján, valamint Jaskó S. (69) saját felvételei és Koch A. (70, 71) munkái nyomán megállapítható, hogy a Nagybányai Medence földtani felépítésében a szarmatától kezdve a pannong vesznek részt a vulkáni lepelképződmények.

A fentiekben ismertetett regionális gravitációs anomáliának megfelelő felszín alatti földtani alakulatot a következőkben „a vulkáni képződmények nyírségi amfiteátrumá”-nak nevezzük, megjegyezvén, hogy a vulkáni képződmények amfiteátrumszerű alakulata az alaphegység megfelelő lemeledésében foglal helyet.

Egy, az Alpok és a Rodnai-havasok között húzódó tektonikai vonal a Magyar Medencében

A földmágneses anomáliatérkép adataiból kitűnik, hogy a vulkáni képződmények nyírségi fő vonulata K–Ny csapásirányú, amelynek magyarországi része Szatmárnémeti–Nagykároly irányából húzódik Ny-ra

Hajdunánás felé. Ily módon e vonulat az előző fejezetben ismertetett Borsai-hágó—Izavölgy—Nagybánya—Nagykároly-i regionális töréses zóna közvetlen folytatását képezi. A nyírségi vulkáni kitörések területe e regionális töréses zónával lehet tektonikai kapcsolatban, amely Ny felé a gravitációs és mágneses mérések eredményei alapján a Mátra-törésben folytatódva, az Alföldet és peremvidékét is harántolja.

Ez a gravitációs mélyvonulat, amely mágneses maximumvonulatként jelentkezik a geofizikai mérések eredményeiben, K-i folytatását képezi a Mátra, Cserhát és Dunazug—Börzsöny hegységek felszíni tömegein át a Duna Visegrád és Győr közötti szakasza irányvonalának. „A Duna-könyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata” című tanulmányában Szalai Tibor (72) ismerteti az e területen megállapított K—Ny csapású törésrendszert. Dorog, Esztergom, Pilismarót és a kódsi Naszál környékén K—Ny-iak a tektonikai irányok. „A Dunántúl regionális geofizikája” c. értekezésben (73) kimutattuk, hogy a Duna Komárom—Győr közötti szakaszának Ny felé való meghosszabbítása a geofizikai mérések eredményei alapján K—Ny irányú tektonikai vonalnak tekinthető. Ez a tektonikai vonal kettéosztja a Kisalföldet harántoló kristályos vonulatot, amelynek e vonaltól É-ra és D-re fekvő részei saját csapásirányukban eltolódtak.

E tektonikai vonal iránya pedig K-i folytatása az Alpok kristályos pala tömegei É-i leszakadási felületének, amely a Nyugati Alpokból jövet az Inn felső folyásától a Fertő-tó irányában több mint 500 km távolságban követhető.

Amint a mellékelt 9. ábrán levő vázlatból is kitűnik, a fent leírt, a Nyugati Alpokból kiinduló és a Magyar Medencét harántoló tektonikai vonal jelenléte a Rodnai-havasokig követhető és a Kárpát-medencék regionális földtani felépítésének fontos nagytektonikai elemét képezi.

E tektonikai vonalnak a jelenkorban is aktív voltát a hazánkban végzett makroszeizmikus észlelések által megállapított földrengési epicentrumok Sopron környékétől Győr—Komárom—Esztergom—Vác—Gyöngyös—Mezőkövesd—Nagykálló—Nagykároly—Nagybányán átvonuló nagy sorozata tanúsítja (74).

Az Alföld középső részének földtani felépítésére vonható következtetések

A geofizikai mérések eredményei, valamint a fúrások által szolgáltatott földtani adatok alapján az Alföld területének a Nyírségtől DNy-ra elterülő része felszíne alatt délalpi csapású, pásztás elrendezésű kristályos és mezozoos vonulatok húzódnak.

E vonulatok a horvátországi Száva-redők folytatásaként a Dunántúl, Balatontól délre eső részéről húzódnak át az Alföldre. A mélységbeli alaphegységalkulatok elhelyezkedéséről és közeteik mineműségéről a földmágneses mérések eredményei adnak értékes felvilágosításokat.

A Száva-redők legdélibb tagjai, a Sleme és Kalnik hegységek kristályos magvát paleozoos kőzetek alkotják (75). Az ezek folytatását képező Dunántúl—Alföld alatti délalpi csapású vonulat paleozoos pásztáit ez ideig a

következő mélyfúrások érték el: Kaposfő (kloritospala), Túrkeve (gneisz), Biharnagybajom—Szerep (kloritpala) és Hajduszoboszló (csillámpala), Körösszegapáti (csillámpala) és Kismarja (csillámpala). Kutatásaink eddigi eredményei alapján megállapítható, hogy a délalpi vonulatok északalföldi legdélibb paleozoos pásztája, amely Biharnagybajom és Mezőtúr alatt húzódik, van a legkiemeltebb szerkezeti helyzetben és hogy e vonulat legészakibb, felszíni tagját a szatmári Bükk hegység képezi.

A paleozoikum felszíne Biharnagybajomtól északra és délre elmélyül. A geofizikai mérések eredményei alapján feltehető, hogy a Nyírség vulkáni köztetőmegei az Alföld közepe felé, egy kb. Eger és Nagyvárad között húzható tektonikai vonal mentén, amely az „Ölvédi vonal” [(76) lásd a 2. ábrát] DK-i folytatásának irányát követi, DNY felé hirtelen vékonyodnak el.

A mágneses anomáliákban jelentkező magmatikus közethatások irányítotttsága alapján a Nyírség és az ÉK-i határvidék területén K—Ny irányú törésrendszerek állapíthatók meg. Az Alföld nyugati részén és a Duna—Tisza köze északi felében a Darnó-vonal irányának megfelelő, Debrecen magasságától délre, az Alföld keleti részén délalpi csapású törésrendszerek vannak. Kecskemét zónájától Ny-ra pedig a délalpi csapásra merőleges törésrendszerek is valószínűek.

A Darnó-vonal irányának megfelelő törésrendszerek legjelentősebb tagja az Alföld Ny-i leszakadását jelentő Hernád-vonal—Füzesabony—Örkény—Sárszentmiklós—Felsőíreg tengelyű tektonikai vonal, ettől D-re vele párhuzamosan pedig a Kunhegyes—Szolnok—Jászkarajenő és Kecskemét közötti töréses zóna jelölhető ki a geofizikai indikációk alapján.

Megállapítható ezenfelül az a tény is, hogy a Tisza jelenkori medrének egyes szakaszai törésvonalak mentén fejlődtek ki.

Az Alföld északi részének vulkáni köztétípusai

Ismeretes, hogy Európa gravitációs anomáliatérképein a gránittömegek általában lokális negatív rendellenességekként jelentkeznek (77). Az 1. ábrán látható gravitációs anomáliatérkép adataiból is megállapítható, hogy a Cseh masszívum gránitjainak, valamint a Magas-Tátra vidéke felszíni és felszín alatt feltételezett gránittömegeinek markáns negatív rendellenességek felelnek meg a gravitációs anomáliaképhez.

Ismeretes előttünk az az új földtani elképzelés is, amely szerint a Keleti Alpok felett megállapított hatalmas gravitációs depresszió is részben feltételezett mélységbeli gránittömegek hatására jön létre (78).

Ezzel szemben megállapíthatjuk azt a tényt is, hogy a Dunántúl és Horvátország jellegzetes gránitterületei, valamint az ÉNy-i Kárpátok gránitmagjai (Kiskárpátok, Inovec és Tribecs) is pozitív gravitációs anomáliákat okoznak.

Vadász E. szerint a Velenceihegység és a Mecsekhegység kristályos alaphegységének, amelynek Pécestől Mórágig terjedő főtömegét a Velencei hegységéhez hasonló biotitgránit képezi, települési helyzete autochton (79).

A geofizikai elképzelések szerint a gránittömzsök felett jelentkező

negatív gravitációs anomáliák elsősorban autochton szerkezeti elrendeződéshez kötöttek és abból erednek, hogy a viszonylag kisebb sűrűségű gránittömeg gyökerei nagyobb sűrűségű kéregrésszel vannak körülvéve.

Tudvalevő, hogy a Magas-Tátra felszíni gránittömegei takaró-redős szerkezeti elrendeződésűek, azonban ezek alatt aránylag nem nagy mélységben már a gránitok autochton magastátrai kifejlődése foglal helyet (80), amit R. Valek (81) a következőképpen fejez ki: „A tatrid krisztallinikum paraautochton helyzetű, vagyis tömegében, bizonyos mélységekben — ez több ezer méter is lehet — elszakadt eredeti gyökerétől és aránylag kis távolságokra, északi irányban tolódott fel a takarók mozgási irányának megfelelően”.

A fentiekből következik, hogy a Magas-Tátra környékének megfelelő gravitációs depressziót is a gránitok autochton része okozhatta.

Teleghi-Róth Károly szerint az ÉNy-i Kárpátok hegyszerkezete jellegének fő vonása a maghegységek övében a gránitmagok szabálytalanul megtorlódott elhelyezkedésében jut kifejezésre (82).

Eddigi ismereteinket és a gravitációs rendellenességek előjelének kritériumát nem tartjuk elégségesnek ahhoz, hogy azokból messzemenő következtetéseket vonjunk le arra vonatkozólag, hogy a dunántúli gránitok autochton mélységbeli felépítésűek-e.

Azonban az eddigiek alapján megállapíthatjuk azt, hogy szerkezeti elrendezésük lényegesen eltér a Cseh masszívum és a Magas-Tátra autochton gránittömegeinek szerkezeti felépítésétől.

Jantsky Béla legújabb földtani vizsgálatai (83) szerint a Velencei hegység szemiautochton szerkezeti elrendeződésű. E megállapítása lényegesen közelebb hozza egymáshoz a Velencei hegység szerkezeti elrendeződéséről alkotott földtani és geofizikai elképzeléseket.

Magyarország vulkáni közettípusainak zömét az effúzív kőzetek különböző fajtái képezik.

Az effúzív vulkáni kőzetek felett jelentkező gravitációs anomáliák előjelét és nagyságát savanyúságuk befolyásolja.

A magmasavanyúság növekedése általában csökkenti a vulkáni kőzetek sűrűségét, oly mértékben, hogy tömegeik bizonyos mélységben az alaphegység vagy üledékes rétegösszlet által körülvéve, gravitációs depressziókat okozhatnak. Az effúzív kőzetek vonulataihoz kapcsolt vulkáni tufák viszonylagosan kis sűrűségű tömegei pedig kis mélységekben is mélyvonulatokként jelentkeznek a gravitációs képen.

A magmasavanyúság növekedése a vulkáni kőzetek mágneses szuszceptibilitását is csökkenti, azonban színes elegyrészeik, a vasmagnézium-szilikátok jelenléte következtében e kőzetek mágnesezhetősége a Kárpát-medencék területén nagyobb a környező, nem vulkáni eredetű kőzetek mágneses szuszceptibilitásánál, ennél fogva azok a mágneses anomáliaképpen általában határozott alakban és a vulkáni kőzetek által okozott rendellenességek nagyságrendjében jelentkeznek.

E tények, bizonyos feltételezések mellett, amelyek hazai földtani viszonylatban teljesítetteknek tekinthetők, lehetővé teszik számunkra a felszín alatti eruptív kőzetvonulatok magmasavanyúságának geofizikai módszerekkel, egyazon terület földmágneses és gravitációs anomáliáinak

összehasonlítása alapján történő meghatározását. E szerint nagyjából azonos, nagyobb mélységben való fekvés esetén a savanyú eruptívumok gravitációs minimum és mágneses maximum indikációkat okoznak, a bázisos eruptívumok pedig mind a gravitációs, mind a mágneses anomáliáképben maximumokként jelentkeznek.

Az összehasonlító vizsgálatot elvégezvén, eredményeiből a következő, nagytektonikai jelentőségű megállapítások szűrhetők le:

1. A Magyar Középhegységet mind az északi, nagyjából cseh-szláv területre eső, mind a déli oldalán, egy-egy részben felszín alatt fekvő, túlnyomórésztben savanyú eruptívumokból álló effúzív vulkáni öv szegélyezi.

Az északi effúzív öv a Selmec—Körmöci Érc-hegység középső, legsavanyúbb részéből (84, 85) indul ki és a Murányi-vonal (86) irányában húzódik a Kisalföldet harántolva a Bacher-hegység felé (87).

A Magyar Középhegységet délen szegélyező vulkáni öv az Eperjes—Tokaji-hegység, Szerencsi-sziget-hegység és az ezeket nyugaton határoló Kassai-medence vulkáni eredetű neogén képződményeivel (88) veszi kezdetét.

A gravitációs mélyvonulattal és a vulkáni kőzetek által okozott mágneses anomáliákkal jellemzett savanyú vulkáni öv délnyugati folytatását a Mezőkövesd—Mezőkeresztes-i fúrásainkon kívül a Demjén, Egerszalók, Ostoros, Bogács, Tard, Szekrényvölgy és Cserépváralja környéki Bükk-alja-i szerkezetkutató fúrások tárták fel, amelyek 600—650 m egyenletes vastagságú miocénkorú vulkáni képződményt állapítottak meg (89).

A vulkáni kőzetek e felszín alatti öve a Darnó-vonal irányában tovább folytatódván, a Füzesabony—Örkény-i gravitációs minimum mágnesesen jelentkező vulkáni kőzetein át vonul a Kaposvártól ÉNy-ra elterülő Mezőcsokonya-i gravitációs minimumnak megfelelő mágneses maximum felé. A vonulat e dunántúli szakaszán a Dunapentelétől É-ra, valamint a Sárszentmiklós-i riolit-tufa kibúvástól DNY-ra lemezített Iregszemcse melletti és az Igaltól Ny-ra telepített mélyfúrásaink harántoltak vulkáni képződményeket, riolitokat és azok tufáit. Maga a Sárszentmiklós-i riolit-tufa kibúvás is e vulkáni övbe esik.

2. Az Alpok és a Rodnai havasok között húzódó tektonikai vonal és az ahhoz kapcsolt felszíni (Börzsöny—Cserhát—Mátra) és felszín alatti (Hajdunánás—Szatmárnémeti—Nagybányai-öböl) vulkáni kőzetvonulatok Ny—K irányban harántolják a Magyar Középhegységet szegélyező fent leírt vulkáni övet.

3. Vendel Miklós munkáiból (90, 91) ismeretes, hogy a Magyar Középhegységnek az Alföld északnyugati peremvidékét határoló szegélyét nagy magmasavanyúságú vulkáni kőzetek alkotják. A geofizikai mérések eredményei alapján megállapítható, hogy a savanyú vulkáni kőzetek öve mélyen benyúlik az Alföld felszíne alá, ahol azok vonulatai a Dunántúlról áthúzódván egészen a Kiskörös—Kecskemét—Jászládány között húzható vonalig terjednek.

A vulkáni képződmények nyírségi amfiteátrumának nevezett földtani alakulatot vizsgálataink szerint ugyancsak túlnyomó részben savanyú effúzív kőzetek alkotják. Ez alakulat északi határa Vendel M. megállapí-

tása szerint (92) a Nagymihály (Mihalovce)—Beregszász (Berehovo) között húzható vonal mentén van. E vonal a Bereg—Szatmári masszívum déli szárnyára esik és élesen elkülöníti a tőle északra fekvő andezitvonulatokat az Alföld területén a vonaltól délre található igen savanyú eruptív tömegektől.

4. A vulkáni képződmények nyírségi amfiteátruma és a Magyar Középhegységet délen szegélyező effúzív öv vulkáni közettípusai nem különíthetők el egymástól a geofizikai vizsgálatok eredményei alapján. Ezek az Alföld fiatal üledékes rétegei alatt a savanyú eruptívumok, nagyrészt riolitok egy olyan egységes provinciáját alkotják, amelynek déli határát egyrészt a Kiskőrös—Kecskemét—Jászládány, másrészt pedig az előző fejezetben említett Eger és Nagyvárad között húzható és az „Ölvédi vonal” délkeleti folytatásának irányát követő tektonikai vonal képezi.

A geofizikai mérések eredményeiből arra következtethetünk, hogy az e határvonalaktól délre eső területek vulkáni közettömegeinek magmasavanyúsága délkelet felé haladva fokozatosan lecsökken. A Nagykovács, Jászkarajenő, Szolnok, Tiszabő, Tiszakürt és Túrkeve környéki mágneses anomáliák hatóközei feltehetően már házisosabbak a gravitációs anomáliákkal való összehasonlító vizsgálat alapján.

A Szolnok—Törtel környéki fúrások által harántolt diabázok jelenléte is alátámasztást ad e feltételezés reális voltára.

Az Aradtól északra elterülő nagykiterjedésű és felerészben román területre eső gyulai gravitációs és mágneses maximumot pedig már egy erősen házisos mélységbeli közet okozhatja.

Kéregmozgások

Szeizmotektonika

Az Alföld északi részének szeizmotektonikáját már az előző fejezetekben tárgyaltuk, megállapítván, hogy az északkeleti és északnyugati peremeket jelző tektonikai vonalak környezetei tüntetik fel a terület makroszeizmikus észlelések szerinti legnagyobb szeizmicitását.

Figyelemreméltó jelenség, hogy az északalföldi aszeizmikus rögöt csak az Alpok—Radnai havasok tektonikai vonal mentén szeli át egy olyan földrengési epicentrum vonulat (Nagykálló—Nyírbátor—Nagyecsed), amely e tektonikai vonal mentén helyezkedik el (93, 94).

Kecskemét környékének, mint az ország egyik legnagyobb makroszeizmikus aktivitású területének tektonikai viszonyaira vonatkozóan a geofizikai mérések eredményeinek birtokában az a megállapítás tehető, hogy e zóna három tektonikai irány egymást harántoló területét képezi. E zónában a Darnó-vonal irányának megfelelő, a délalpi és az erre merőleges tektonikai irányok ismerhetők fel. (Lásd a gravitációs anomáliatérképen (1. ábra) kívül a 6. ábrán közölt földmágneses anomáliatérképet is.)

A földrengési epicentrumok helyzetére vonatkozóan általánosságban az a megállapítás tehető, hogy azok a felszín alatti kontakt-felületeket, töréseket jelentő, nagy gravitációs anomáliaváltozások zónáiban helyezkednek el.

A régi, felsőrendű szintezési alappontok újraszintezése által megállapított szintváltozások vizsgálata

A Magyarország területén 1873—1931-ig történt szintváltozások Gárdonyi Jenő által szerkesztett térképei (95, 96) az alföldi izoanabázis vonalakat csak Debrecen magasságáig tüntetik fel.

E térképek adatai alapján megállapítható, hogy az alföldi legnagyobb süllyedések Karcagtól délre elterülő zónája Debrecentől délnyugatra lezárul, és hogy az ettől északkeletre fekvő Nyírség területét e zónához képest már jelentékeny viszonylagos emelkedés jellemzi.

A Csehszlovák Katonai Földrajzi Intézet újraszintezési munkálatai eredményeinek publikálása (97, 98) kapcsán pedig ismeretessé vált, hogy Munkács környékén, a Bereg—Szatmári masszívum területén ugyanolyan nagyságú süllyedéseket állapítottak meg, mint az Alföld legnagyobb mértékben süllyedő területén.

A Gárdonyi Jenő és a Csehszlovák Katonai Földrajzi Intézet által közzétett eredményeket egybevetve megállapítható, hogy a nyírségi gravitációs depresszió területe a Bereg—Szatmári masszívum és az Alföld középső részének magas gravitációs anomáliaértékekkel jellemzett területéhez képest, a jelenkorban viszonylagos emelkedő mozgást végez.

Benefy László, eddigi munkáival ellentétben, legújabb közleményében (99) főleg a régi precíziós szintezések léckomparálás elemulasztásából, valamint a refrakciós jelenségekből származó hibákra hivatkozva, kétségbe vonja a Gárdonyi Jenő által szerkesztett izoanabázis térképek megbízhatóságát.

Az általa felvetett kérdés nagy horderejű és a nemzetközi szakirodalomból ismeretes, szintváltozásokkal kapcsolatos publikált eredmények nagy részét érinti. Mivel ez az egyelőre még lezáratlannak tekinthető probléma teljesen geodéziai vonatkozású, annak eldöntése elsősorban a hazai és a külföldi geodéták feladatát képezi.

A negyedkori üledékek vastagságainak vizsgálata

A Dunántúl regionális geofizikája című értekezésünkben (100) egyes területek süllyedésének mértékéül a geofizikai indikációkkal kapcsolatban először alkalmaztuk a negyedkori üledékek vastagságainak vizsgálatát. Ezirányú munkánk egyik alapjául Jaskó Sándor: „Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban” (101) című, úttörő jelentőségű dolgozatának „Negyedkori üledékek a Magyar Medencében” című térképe szolgált.

Ez a tíz évvel ezelőtt készült és regionális szempontból jó tájékoztatást nyújtó térkép azonban, az időközben szerzett újabb földtani tapasztalatok ismeretében, jelenleg már reambulálást kíván.

A Nyírségen, a bereg—szatmári síkságon és a Bodrog-közön végzett geomorfológiai vizsgálatok (102, 103, 104, 105) e szempontból is érdekes eredményekre vezettek. Borsy Zoltán szerint (106): „A pannóniai táblára települő pleisztocén rétegösszlet vastagsága az egyes területek különböző

méretű süllyedése miatt más és más lett, és mind a Bodrog-közön, mind a Nyírségen és a Bereg—Szatmári síkságon külön értékeket mutat.”

A pleisztocén rétegsor szerint legvastagabbnak a Bereg—Szatmári síkságon látszik. „A tisztaberki mélyfúrás ugyanis 173 m mélységig halad a pleisztocén üledékben. Ezzel szemben a Nyírségben a pleisztocén rétegösszlet vastagsága eddigi ismereteink szerint sehol sem haladja meg a 160 m-es értéket, nem is szólva a Bodrogközről, ahol 50—60 m-nél nemigen vastagabb a pleisztocén rétegsor.

A Bereg—Szatmári pleisztocén rétegösszlet vastagabb volta azzal magyarázható, hogy ez a térszín a pleisztocénban, de főleg annak a derekától kezdve erősebben süllyedt, mint a Nyírség vagy a Bodrogköz.”

Ez a megállapítás is azt a szintváltozások által jelzett tényt látszik bizonyítani, hogy az alföldi legnagyobb süllyedések zónája a Nyírség előtt lezárul és hogy a Nyírség, mint relative emelkedő terület mind északról, mind délről viszonylagosan süllyedő zónákkal határos.

Az északalföldi vízrendszer kialakulása

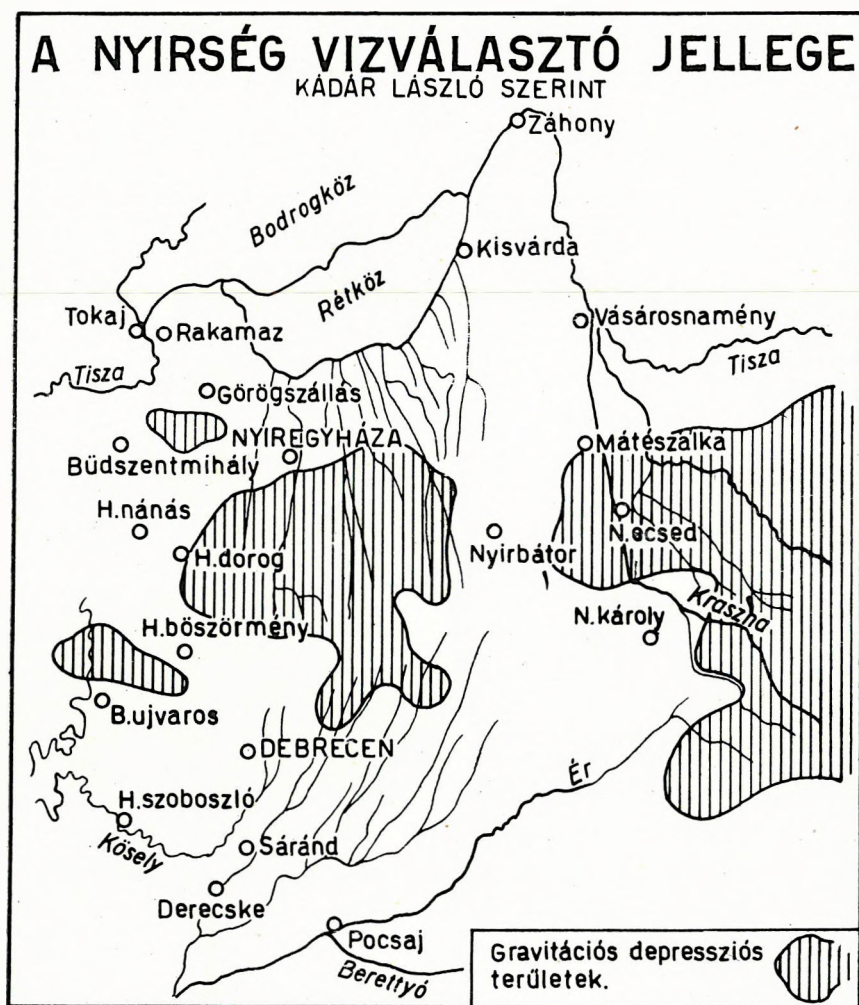
Az északalföldi terület vízhálózatának a pleisztocéntól napjainkig történt kialakulása geomorfológusaink véleménye szerint elsősorban tektonikai okok és az egyes területrészek különböző mértékű süllyedése és kiemelkedése által befolyásoltatott.

A szintváltozások a folyómedrek eltolódásait hozzák létre, ennél fogva a vízhálózat kialakulása a végbement szintváltozásokat tükrözi. A szintváltozások vizsgálata szempontjából pedig nem a vízrendszer pillanatnyi helyzete, hanem az egy bizonyos időtartam alatt létrejött változások a mérvadók.

Az Alföld északi része felszínének kialakulásával régebben foglalkozó kutatók munkáinak részletes felsorolásától eltekintünk és csak azokról teszünk említést, amelyek e fejezetünk problémakörének kimunkálásához lényeges adatokat szolgáltatottak. E szempontból elsősorban Sümeghy József 1944-ben megjelent „A Tiszántúl” című munkájáról (107) kell megemlékeznünk.

Sümeghy munkásságát az Alföld északkeleti részében az utóbbi években a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Kádár László professzor vezetése alatt álló Földrajzi Intézete folytatta. Kádár László (102) és Borsy Zoltán (103, 104, 105) korszerű módszerekkel végzett munkálatai nyomán, amelyek során a folyómedrek korának megállapítására és korrelációs célokra fúrásminták alapján eszközölt pollenanalitikai módszereket alkalmaztak, vált ismeretessé, hogy az a kép, amelyet az Alföld északkeleti része a pleisztocén végén nyújtott, sokban különbözött a maitól. Más volt a formakincse és lényegesen más volt a folyóhálózata.

A pleisztocén végén a Bereg—Szatmári síkság, a Bodrogköz és a Rétköz a Nyírséggel még egy szinten volt. A Kárpátokból lefutó folyók ezeken keresztül, nagyjából É—D-i irányban folytak a Sárrét depressziója felé. Ez a maitól teljesen eltérő folyóhálózat építette fel az Alföld e részének tetemes vastagságú pleisztocén rétegsorát.



10. ábra

Vizsgálataik során kimutatták, hogy a Kárpátokból É—ÉK-i irányból az Alföld belseje felé hatalmas törmelékűp nyúlt be a pleisztocén végén.

„A törmelékűp pleisztocénvégi felszínét későbbi fiatal tektonikus mozgások teljesen megváltoztatták azzal, hogy annak egyes részeit megemelték, míg másokat mélyebbre süllyesztettek. ÉK—DNy-i irányú törésvonal mentén ekkor süllyedt le a Bodrogek és a Rétköz. Ezzel egyidőben a Nyírség keleti pereménél aránylag elég éles vonal mentén hasonlóan süllyedt meg a Szatmár—Beregi pleisztocén felszín is. A törmelékűp más részei viszont határozott emelkedésről tanúskodnak. Kétségtelen, hogy a

Nyiradony—Nyirmihálydi közötti horszt ebben az időben emelkedett ki” (108).

Kádár László: „A Nyírség geomorfológiai problémái” című munkájában (102) kimutatta, hogy a Nyírség a pleisztocén vége óta olyan mértékben emelkedett, hogy a területét eredetileg É—D-i irányban átszelő vízrendszer a Nyírség közepén elválasztódott. A Nyírség a pleisztocén vége óta fokozatosan vált vízválasztó jellegűvé (lásd 10. ábrát). Kiemelkedésének viszonylagos értékét a környezetéhez képest kb. 100 m-re tehetjük.

Sümeghy József és Borsy Zoltán megállapítása szerint azonban vízválasztóvá vált a Nyírséggel szomszédos mai Érvölgy is.

Sümeghy szerint: „A szatmári síkság lesüllyedése miatt a mai Érvölgy-, amelyen az óholocén végéig a Tisza—Szamos folyt le a Sárret depressziója felé, magasabban maradt, s így továbbra a Tisza—Szamos számára mederül nem szolgálhatott. A két folyó kénytelen volt más futásirányt felvenni. Mivel a szatmári síkság a süllyedés folyamán kissé É-ra billent, természetes, hogy a két folyó ebbe az irányba kényszerült s így jutott el a mai Zsurk—Záhony K—Ny-i irányú vonalig. A továbbjutást ezen a részen az ugyancsak fiatal bodrogi közti süllyedés tette lehetővé, amelyen keresztül a tokaji kapu áttörése után megnyílt az út az Alföld belseje felé.”

A fentiekben vázolt szintváltozások tehát az északalföldi terület vízrajzában gyökeres átalakulást okoztak.

A pleisztocénvégi Bereg—Szatmári síkság élő és holt folyómedrei között sokkal formaszegényebb volt a térszín, mint pl. a Nyírségen vagy a Bodrogi közben. A Bereg—Szatmári pleisztocénvégi síkság formaszegénységének oka Borsy Zoltán szerint az, hogy ez a terület a pleisztocén folyamán erősebben süllyedt.

A 11. ábránkban a pleisztocén végének és a mai állapotnak megfelelő északalföldi vízrendszer képeit közöljük Borsy Zoltán a fentemlített vizsgálatok eredményei alapján végzett szerkesztésében (103). Az ábra harmadik képe a gravitációs rendellenességalakulatok e területre eső sematikus feltüntetését adja.

Ennek figyelembevételével megállapítható, hogy

1. a Nyírség viszonylagosan kiemelkedő területe a gravitációs anomáliakép nagy depressziós zónájának felel meg.

2. Az Alföld középső, a Nyírségtől D-re elterülő, süllyedő része pozitív gravitációs anomáliák zónája.

3. A Bereg—Szatmári síkság és a Rétköz, Bodrogi köz süllyedő területei a Bereg—Szatmári masszívum és a Zempléni szigethegység—Északkeleti határrögök felszínalatti tömegeinek megfelelő pozitív gravitációs rendellenességek zónáit képezik. És

4. az e területtől északra fekvő Északkeleti Kárpátok emelkedő vonulata (109, 110) gravitációs depressziós alakulatnak felel meg.

E megállapítások tanúbizonyosságai annak, hogy a földkéreg északalföldi részének gravitációs anomáliáiban tükröződő tömegtöbbletek és tömeghiányok zónái az egyensúlyi állapot elérésére való törekvésükben a pleisztocén vége óta izosztatisz jellegű kéregmozgásokat végeznek.

Befejezés

Az ÉK-i Kárpátok, valamint azok külső előterének mélyszerkezeti viszonyaival foglalkozó földtani tanulmányok (111, 112) eredményeinek tekintetbevételével megállapíthatjuk, hogy a jelenkorban az Orosz Tábla DNy-i szegélyzónájából egy hatalmas paleozoos mélyvonulat húzódik át az ÉK-i Kárpátok alatt az Alföld központi részei felé. Ezt a mélyvonulatot (a szovjet geológusok szerint szinekлизист) az ÉK-i Kárpátok külső előterében keletről az Orosz Tábla lépcsős leszakadása, nyugatról pedig a Lengyel Középhegység keleti elmélyülése határolják.

E paleozoos mélyvonulat határát az Alföld ÉNy-i részén a Darnó vonal irányában megállapítható regionális törésvonal, a paleozoos közet-tömegek peremi leszakadásának vonala képezi. E regionális törésvonal mentén alakult ki a Dunántúl—Alföldperemi vulkáni öv.

A keleti peremi leszakadás zónája az Orosz Tábla délnyugati részéből kiindulva szeli át az ÉK-i Kárpátokat, majd egy, az Alföldet átlósan harántoló elsüllyedt kristályos hegységvonulat külső szegélyzónájában folytatódik DNy felé.

A paleozoos mélyvonulatnak a geofizika módszereivel megállapítható, az Alföld északi része alatti tagoltságát az előző pontokban ismertettük.

Ez a tagoltság arról is tanúskodik, hogy az Alföld északi része varisz-tida aljzatának régi domborzata ifj. Lóczy elképzelésével (113) ellentétben sokban különbözik az északalföldi kárpáti medencerész mai alakjától.

A medencék tömegeloszlásának egyenetlenségei idővel, helyi süllyedésekkel és emelkedésekkel izosztatikusan kiegyenlítődnek. A Bereg—Szatmári masszívum területére jellemző, hogy Senes Jan szerint: „a lassú süllyedéssel jellemzett epirogén mozgások Kelet-Szlovákiában több ezer méter vastag szintektonikus jellegű neogén üledéksor felhalmozódására vezettek” (114).

Az értekezésünkben közölt azon tektonikai elemeket, amelyek az alkalmazott geofizikai módszerek eredményei alapján feltételezhetők, 12. ábránkon tüntettük fel. E vázlat alaptérképéül „Közép-Európa keleti részének gravitációs anomáliatérképe” című 1. ábránkat használtuk fel.

Értekezésünk megírásakor azt a célt igyekeztünk követni, hogy a geofizika módszereivel elért eredményekkel gyarapítsuk hazánk földtani megismerését.

I R O D A L O M

1. Scheffer V.: A magyarországi szintváltozások izosztatikuss jellege és a szintezési alappontok magasságainak időbeni értékjavítási lehetősége. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei XIII. kötet 1—4. számából. Budapest, 1954.
2. Szurovy G.: Geological Structure of the Southern Part of the Great Hungarian Plain. Földtani Szemle, Budapest, 1948.
3. Wittinger M.: Tihová Mereni v CSR v letech 1945—1952, Praha, 1954.
4. Behounek R.: Tihová isanomaly Malé dunajské nížiny a oblastí přilehlých. Praha, 1952.
5. de Bruyn J. W.: Isogam Maps of Europe and North Africa. Geophysical Prospecting. The Hague, Vol. III. Nr. 1., 1955.

6. A. Dabrowski: Carte Gravimétrique de Pologne. Instytut Geologiczny, Warszawa Atlas Géologique de Pologne, V. 1 : 2 000 000. Édition spéciale destinée aux participants de la XX-ème Session du Congrès Géologique International Mexique, 1956.
7. Scheffer V.: A hegyes vidékeken végzett graviméteres mérések magassági korrekcióiról. Földtani Közlöny 77. kötet, 1—12. füzet. Budapest, 1947.
8. Valek R.: Gravimetrická Merení ve strední části slovenských Karpat a jejich interpretace. Geofysikální Sborník No. 14., 1954. Travaux de l'Institut Géophysique de l'Académie Tchecoslovaque des Sciences. Praha.
9. Tanni L.: On the isostatic structure of the earth's crust in the Carpathian Countries and the related phenomena, Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 4. Helsinki 1942. pag. 80.
10. Olczak T.: Mapa grawimetryczna Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Biuletyn 64, Seria geofizyczna Nr 5. Warszawa 1951.
11. Fekete J.: Előzetes jelentés az 1940. évben Erdélyben végzett torziós ingamérések eredményeiről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1940. évben.
12. Dombai T.: Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1940-ben és 1941-ben Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről 1941. évben.
13. Ország J.: Jelentés az Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben.
14. Dombai T.: Jelentés az Erdélyben végzett graviméteres mérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben.
15. Bassó I.: Jelentés az 1943. évben Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről 1943. évben.
16. Dombai T.: Jelentés az 1943. évben Erdélyben végzett graviméteres mérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1943. évben.
17. Renner J.: Die geophysikalischen Forschungen von Eötvös im Dienste der praktischen Erdöl- und Gasschürfung. Eötvös Lóránd összegyűjtött munkái. Akadémiai Kiadó 1953.
18. Dank V.: Földtani adatok az ÉK-i szlovákiai határmenti területről. Kézirat.
19. Szalai T.: Szolyva környékének földtani viszonyai. Beszámoló a Magy. Kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1944. 12. old.
20. telegdi Róth K.: Magyarország geológiája. Pécs, 1929. I. rész. 149. old.
21. telegdi Róth K.: Lásd 20. 122. old. (Nowak I. adatai alapján.)
22. telegdi Róth K.: Lásd 20. 130. old. (Uhlig V. adatai alapján.)
23. telegdi Róth K.: Lásd 20. 131. old.
24. Stille H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Geologisches Jahrbuch. Bei-heft 8. Tafel I. 1953. Berlin.
25. Voitești I. P.: Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. Annales de Mines de Roumanie IV-e année, No 8—9. București 1921. 1 ábra.
26. Muratov M. V.: A Szovjetunió tektonikája. Jantsky Béla magyarnyelvű összefoglalása. Budapest, 1951.
27. Szalai T., Szentés F.: Földtani tanulmányok Kárpátalján. Beszámoló a Magy. Kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1940. 108. old.
28. Vadász E.: Magyarország Földtana. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1955.
29. Bogdanov A. A., Gurevics B. L., Seresevszkaja S. I.: Die Schwere-Anomalien und ihr Zusammenhang mit den tektonischen Hauptelementen in der Westukraine. Izvestija Akademii Nauk CCCP, Ser. Geogr.-geophys. 1950. Nr. 3, 223—231. old. németül: Sowjetwissenschaft-Naturwissenschaft Abteilung 4. Jahrg. Heft 1. 1951, 69—78. old. Moszkva.
30. Nowak J.: Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Carpates et de l'avantpays en Pologne. Mémoire de la 1-ère réunion de l'association karpatique en Pologne. Varsovie-Boryslaw, 1920—27. 71. l.
31. telegdi Róth K.: Lásd 20. 131. old.
32. Pawlowski S.: Anomalie magnetyczne w Polsce. P. I. G. Biuletyn 44. Warszawa 1947.

33. Steers I. A.: The unstable Earth. Some recent views in Geomorphology, London, 1950. 7. old.
34. Hofhauser J.: Measurements of the Magnetic Declination in Hungary, Magnetic Report of the Hungarian National Committee of the International Union of Geodesy and Geophysics, Budapest, 1948. pp. 12–18.
35. Kölbel H.: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands. Bericht des wissenschaftlichen Erdöl-kollektivs der Staatlichen Geologischen Kommission der DDR. Z. angew. Geol. 2. Nr 1., 9. (1956).
36. Malzahn E.: Neuere Ergebnisse der Erdölexploration in Mitteldeutschland. Erdöl und Kohle Heft 11. November 1956. 786–787. Hamburg.
37. Kossmat F.: Karte der Bougerschen Schwere-anomalien, nach Messungen des Geod. Inst. in Potsdam. Haalck, Lehrbuch der angewandten Geophysik, Berlin, 1934.
38. Schleusener A. és Cloos H.: Bouguer-Schwere von Zentraleuropa nach Gravimetermessungen. Seismos Handbuch 1955. Hannover.
39. Schuh F.: Geologisches Gesamtergebnis der Untersuchungen. Mitt. Mecklenb. Geol. Landesanst. Rostock, H. 39, N. F. 4., 1930. 118–148. old.
40. Bentz A.: Der mesozoische Untergrund des norddeutschen Flachlandes und seine Erdölhoffigkeit. Schr. a. d. Gebiet d. Brennstoff-Geol. Stuttgart, 7. (1931) Deutsches Erdöl, 5–25. o.
41. Atlas Géologique de Pologne 1 : 2 000 000 Édition Spéciale Destinée aux Participants de la XX-ème Session du Congrès Géologique International Mexique 1956. IV. Carte géologique de Pologne (sans formations quaternaires et tertiaires). Instytut Geologiczny, Warszawa.
42. Kölbel H.: Über wechselnde Tendenzen in der tektonischen Entwicklung Westmecklenburgs. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, S. 205. ff. Stuttgart 1956.
43. Teisseyre H.: The relation between Crustal movements and sedimentation in the Sudeten Mountains. XX. Congreso Geologico Internacional. 1956. Mexico.
44. Stille H.: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. Z. Deutsch. Geol. Ges. B. 99. 1947. Stuttgart.
45. Suess E.: Das Antlitz der Erde. III. 1. 1901.
46. Stille H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch H. 2. Hannover 1951.
47. Bederke E.: Der Werdegang des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. — Glückauf 21. S. 285 bis 289, Essen 1942.
48. Stille H.: Lásd 46., 53. és 54. old.
49. Szalai T.: Az Északkeleti Kárpátok geológiája. Magyar Földt. Int. évkönyve 1947. Budapest.
50. Bogdanov A. A.
Gurevics B. L.
Seresevszkaja S. I.: Lásd 29.
51. Jaskó S.: Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén. Bes. ámoló a Magy. Kir. Földt. Int. vitaülésének munkálatairól 2. füzet 19–29. oldal. Budapest 1942.
52. Böckh J.: Adatok az Iza völgye felső szakasza geológiai viszonyainak ismeretéhez. Magy. Kir. Földt. Int. Évkönyve XI. kötet 1894.
53. Schröter Z.: Az izaszacsali kőolajterület földtani viszonyai. Földt. Közl. 73 k. Budapest, 1943.
54. Schröter Z.: A Lápos hegység északnyugati részéhez csatlakozó harmadkori dombvidék földtani viszonyai. Földt. Közl. 77 k. Budapest, 1948.
55. Zapalowicz H.: Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen. Jahrbuch der KK. geol. Reichsanstalt Bd. 36. 1886. Wien.
56. Kräutner Th.: Über ein Senonvorkommen bei Sacel in der Máramarosch. Verh. u. Mitteil. d. Sieb. Ver Naturw. zu Hermannstadt Bd. 83–84, 1933–34.
57. Réthly A.: Magyarország Földrengési Térképe. Math. és Természettudományi Értesítő, Budapest, 1912.
58. Réthly A.: A Kárpát-medencék földrengései. Akadémiai Kiadó. Budapest 1952.

59. Láng S.: A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1955. 19. old.
60. Vadász E.: Magyarország Földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1953.
61. Láng S.: Lásd 59.
62. Vadász E.: Lásd 60., 266. old.
63. Körössy L.: Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismeretéhez. Földt. Közl. 83. kötet, 1–3. füzet. 9–11. old. Budapest, 1953.
64. Kiss J.: A sárszentmiklósi riolitkérdés. Földt. Közl. 81. 1951.
65. Vadász E.: Lásd 60., 275. old.
66. Bogdanov A. A.
Gurevics B. L.
Serevszkaja S. I.: Lásd 29., 71. old.
67. Körössy L.: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. Földt. Közl. 86. kötet, 4. füzet. Budapest, 1956.
68. Vendel M.: Studien aus der jungen karpatischen Metallprovinz. Magy. József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem bánya- és kohómérnöki osztályának Közleményeiből. Sopron, 1944–47. — XVI. kötet. 54–55. old.
69. Jaskó S.: Jelentés a Nagybánya környékén 1941-ben végzett földtani felvételtől. Budapest, 1942.
70. Koch A.: Nagybánya vidéke (Magyarázatok az M. kor. országainak részletes földtani térképéhez. 15. zóna XXIX. rovat, Budapest, 1898.
71. Koch A.: Az Erdélyi Medence harmadkorú képződményei. II. Neogén-csoport. Budapest, 1900. 142–143. old.
72. Szalai T.: A Dunakönyök és Szász vidékének tektonikai vázlata. Geofizikai közlemények V. k. 4. sz. 54. old. 1956.
73. Scheffer V. és
Kántás K.: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. 79. kötet, 9–12. füzet. Budapest, 1949.
74. Réthly A. Lásd 58.
75. Lóczy L.
Papp K.: A Magyar Birodalom Földtani Térképe. Budapest, 1922.
76. telegdi Róth K.: Lásd 20., 108. old.
77. de Bruyn I. W.: Lásd 5., 3. old.
78. Bott M. H. P.: Interpretation of the Gravity Field of the Eastern Alps. Geol. Mag. Vol. 91. No. 5. 1954. szeptember. 377–383. old.
79. Vadász E.: Lásd 60., 22. old.
80. Rabowsky F., Goetel W.: Les nappes de recouvrement de la Tatra. Bulletin du Service Géologique de Pologne. Vol. III. Varsovie, 1925. VIII. tábla.
81. Valek R.: Lásd 8., 10. old.
82. telegdi Róth K.: Lásd 20., 93. old.
83. Jantsky B.: A Velencei hegység földtana. Budapest, 1956. Kandidátusi disszertáció.
84. Vendel M.: Lásd 68., 38., és 122. oldalak.
85. Vendel M.: Zusammenhänge zwischen Gesteinsprovinzen und Metallprovinzen I. Magy. Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem bánya- és kohómérnöki osztályának Közleményeiből. Sopron, 1948–1949. XVII. kötet. 42. (246.) old.
86. telegdi Róth K.: Lásd 20., 107. old.
87. Scheffer V., Kántás K.: Lásd 73., 332. old.
88. Svagorsky I.: Geologické pomery a fauna severnej casti Kosickej kotliny. Geologický Sborník, III. 3–4, Bratislava 1953. 259–295. old.
89. Kőolajbányászati Tud. Labor. 1956. I. félévi jelentés.
90. Vendel M.: Lásd 68.
91. Vendel M.: Lásd 85.
92. Vendel M.: Lásd 68., 47–48. old.
93. Réthly A.: Lásd 58.
94. Simon B.: A Magyar Medence földrengési térképe. Földtani Közlöny LXIX. kötet, 10–12. füzet. Budapest, 1939.
95. Scheffer V. és Kántás K.: Lásd 73.
96. ifj. Lóczy L.: Geophysical and tectonic sketch map of Hungary. 1939. évi Földtani Intézeti jelentés. Budapest.

97. Institut géog. mil. de Prague.: Vyročni Zpráva za rok, 1927. Map No 2. Praha 1928.
98. Tanni L.: On the isostatic structure of the earth's crust in the Carpathian Countries and the related phenomena, Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A. III. Geologica-Geographica, 4. Helsinki 1942. pag. 80.
99. Bendefy L.: Szintezési alappontok időközi magasságváltozásának meghatározása. Geofizikai Közlemények IV. kötet 2. szám. Budapest, 1955.
100. Scheffer V., Kántás K.: Lásd 73., 333., és 340. old.
101. Jaskó S.: Lepusztulás és üledékhalmozódás Magyarországon a kainozóikumban. Földt. Közl. Budapest, 1947.
102. Kádár L.: A Nyírség geomorfológiai problémái. Földrajzi Könyv és Térképtár Értesítője. 1951.
103. Borsy Z.: A Bodrogtó felszínének kialakulása. Előzetes jelentés a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földr. Intézetének 1952. év folyamán az M.T. A. földrajzi tervmunkálatai keretében a Bodrogtóban végzett geomorfológiai kutatásairól.
104. Borsy Z.: Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg—Szatmár-i síkságon. Földr. Értesítő 1954. 2. füzet.
105. Borsy Z.: A Bereg—Szatmár-i vízrendszer kialakulása. Az MTA 1955. évi Földrajzi Kongresszusán megtartott előadás.
106. Borsy Z.: Lásd 104., 207. old.
107. Sümeghy J.: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása. VI. kötet. Budapest, 1944.
108. Borsy Z.: Lásd 103., 411. old.
109. Muratov M. V.: Lásd 26.
110. Jaskó S.: Lásd 101.
111. Szalai T.: Lásd 49.
112. Bogdanow A. A., Gurevics D. L., Seresevszkaja S. I.: Lásd 29.
113. ifj. Lóczy L.: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. (Festschrift Prof. Dr. Stefan Boncev, Zeitschrift der Bulg. Geol. Ges. Jahrg. XI.). Sofia 1939.
114. Senes J.: Kelet-Szlovákia ősföldrajzi fejlődése a neogénben. Földtani Közlöny 86. kötet, 1. füzet. Budapest 1956. 38. old.

ZU EINIGEN PROBLEMEN DER ERDKRUSTENDYNAMIK IM KARPATENGEBIET

A. ZÁTOPEK, PRAG

Mit Recht und den modernen Richtungen der geophysikalischen Forschung entsprechend wird den strukturellen Problemen des Karpatenbeckens grosse Aufmerksamkeit gewidmet. Sie sind nicht nur vom wissenschaftlichen Standpunkt aus sehr interessant, sondern auch praktisch in mancher Hinsicht äusserst wichtig. Ich möchte im Zusammenhang mit der hier behandelten Problematik die Aufmerksamkeit auf einige Fragen mehr dynamischen Charakters lenken, deren Lösung eine engere Zusammenarbeit von Geophysikern der Karpatenländer voraussetzen würde und deren Ergebnisse zu einer Erweiterung unserer bisherigen Kenntnisse über die Erdkrustendynamik im Karpatengebiet beitragen könnten.

Bekanntlich äussert sich die Beweglichkeit der Erdkruste durch langsame und schnellere Schollenbewegungen, deren schnellste Art durch Erdbebenstösse dargestellt wird. Diese Bewegungen als Ganzes bilden nur einen Teil eines einheitlichen, bis heute noch recht mangelhaft erforschten Prozesses der Erdkrustentwicklung. Rasche und langsame Bewegungen lassen sich voneinander nicht trennen. Sie hängen eng zusammen, was durch Messungen nach mehreren Grossbeben, z. B. in Japan, vielfach bestätigt wurde.

Das Vorkommen von Erdbeben in den Karpaten und im Pannonischen Becken ist ziemlich häufig. Es ist allgemein bekannt, dass dieses Gebiet von Erdstössen beträchtlicher Stärke und ernster Schadenwirkung heimgesucht wurde. Das ausgezeichnete Buch des Herrn Prof. Dr. A. RÉTHLY [1], ebenso wie die unmittelbaren Erfahrungen vom 20. Februar 1951 und 12. Januar 1956 bezeugen diese Tatsache mehr als genügend [2].

Die langsamen Hebungen, Senkungen und Neigungen der Schollen bleiben aber in diesem Gebiet, wie in den anderen Gebieten, dem menschlichen Auge verborgen. Nur ihre Resultierende spiegelt sich gewissermassen in den Seehöhendifferenzen, die sich aus dem Vergleich älterer und neuer Höhenmessungen ergeben. Für Ungarn ist es sehr anschaulich auf der in den dreissiger Jahren gezeichneten Karte von GÁRDONYI [3] zu sehen. Einen ähnlichen Versuch hat bei uns vor wenigen Jahren VYSKOCIL [4] für einige Gegenden in der Slowakei unternommen und hat, besonders im Becken von Komorno-Komárom, Hebungen und Senkungen einzelner Schollen in guter Übereinstimmung mit geologischen Beobachtungen festgestellt.

Wir möchten uns nun allgemein fragen, wie sich das System von Höhenpunkten im karpatischen Gebiet gegenüber den entsprechenden Systemen in der Umgebung verhält und wie die Bewegungen einzelner Schollen oder Schollenblöcke zeitlich verlaufen, bzw. welche Rolle dabei einzelne Verwerfungssysteme spielen. Dieses ist nicht nur eine geologisch-tektonische, sondern auch geodätisch-geophysikalische Frage erster Ordnung, in der die ganze Dynamik des Karpatengebietes, einschliesslich der Erdbebentätigkeit, enthalten ist.

Eine wichtige Auskunft über die langsameren Schollenbewegungen könnte man auf Grund von periodisch wiederholten Präzisions-Nivellements erhalten, besonders wenn man diese in den seismisch aktiven Zonen einsetzen würde. Mit dieser Methode könnte man bestimmt, bei geeigneter Wahl der Wiederholungsperiode, wenigstens in den beweglicheren Gebieten, die gegenseitigen Vertikalverschiebungen der Schollen unmittelbar feststellen und die einmal festgestellten verfolgen. Nach einer Zeit könnte man einzelne bewegliche Blöcke lokalisieren, was für das Bauwesen äusserst wichtig wäre.

Der Plan einer derartigen Untersuchung wurde bei uns für das Gebiet von Komorn-Komárom vorbereitet, denn hier werden nach den geodätischen und geologischen Andeutungen und bei einer relativ hohen seismischen Beweglichkeit schon nach einigen Jahren verlässliche Zahlenwerte erwartet [5]. Wie ich gehört habe, befassen sich auch ungarische Wissenschaftler mit ähnlichen Problemen. Hier wäre ein Gedankenaustausch und eine zielbewusste Zusammenarbeit sehr fruchtbringend.

Eine Reihe von Erkenntnissen über die Erdkrustendynamik ergibt sich aus den modernen, beim Studium der sogenannten Seizmizität verwendeten Methoden. Unter diesem Begriff wollen wir die Gesamtheit von wissenschaftlich bearbeiteten Angaben verstehen, die uns die Erdbebentätigkeit eines betrachteten Gebietes möglichst quantitativ zu charakterisieren und mit anderen Gebieten zu vergleichen erlauben [6]. Es werden natürlich die Anzahl, Stärke, räumliche Verteilung der Erdbebenherde und ihrer Kraftfelder, die Frequenz der Stösse u. ä. untersucht, darüber hinaus aber noch die in der Form von Erdbebenwellen freigelöste Energie, deren Verteilung auf einzelne Beben und Wellen, der Entstehungsmechanismus der Erdbeben, das Regime der seismogenetischen Bruchsysteme, die Art der Energieausbreitung vom Herd aus nach verschiedenen Richtungen, die zeitlichen Veränderungen des Spannungszustands im Erdbebengebiet usw., alles mit dem Ziel, einmal auf Grund der Verfolgung der Spannungsentwicklung im Erdkörper zur Vorhersage von Erdbeben zu gelangen.

Eine richtige Beurteilung der Seizmizität eines Gebietes setzt ein möglichst umfangreiches und verlässliches Beobachtungsmaterial, ebenso mikroseismisch wie makroseismisch, voraus. Es ist wahr, dass in den modernen Untersuchungen vorwiegend das mikroseismische Material benutzt wird. Es wurde ja auch in den letzten Jahrzehnten die Zahl der Erdbebenwarten nicht unwesentlich vergrössert und die Empfindlichkeit der Instrumente gesteigert. Das hat aber die Bedeutung des makroseismischen Materials auf keine Weise herabgesetzt; dieses ist und bleibt als ein wichtiger Teil der Unterlagen bei der Erdbebenbearbeitung, namentlich für geologische Zwecke, unentbehrlich. Heutige Verkehrs- und Verbindungsmittel erlauben, besonders in besiedelten Gebieten, eine systematische und vielseitige makroseismische Erhebung.

Viel schlimmer ist die Lage, wenn man längere Perioden untersuchen soll. In solchen Fällen ist man oft auf ein unhomogenes und mit verschiedenen Mängeln behaftetes Material angewiesen. Hier ist die schärfste Kritik des Materials am Platze, wenn man auf den wissenschaftlichen Wert der Schlüsse nicht verzichten will.

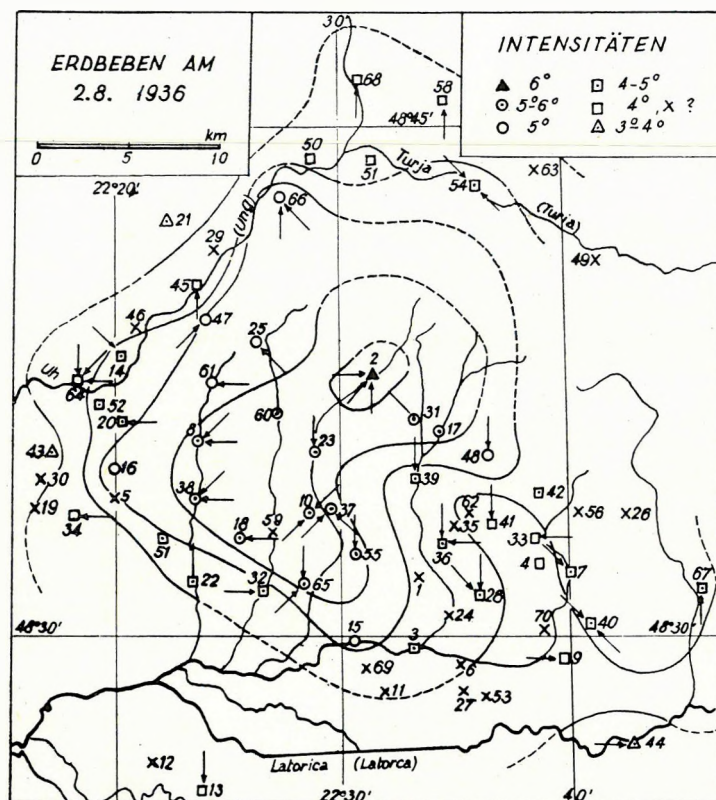


Abb. 1. Das Isoseistenbild des Herdes bei Antalóc vom 2. 8. 1936 zeigt ein anomales Absinken der Intensitäten am Rand des erschütterten Blocks. Negative Meldungen ausserhalb des makroseismischen Feldes wurden nicht eingezeichnet. Leere Fläche im Epizentralgebiet entspricht einer unbesiedelten Bergzone. Nach [7].

In manchen Fällen kann man durch geeignete Bearbeitungsmethoden unter kritischer Zuhilfenahme von gut fundierten neuen Erkenntnissen zu brauchbaren Ergebnissen gelangen. Deswegen wird ein grosser Wert auf die Zusammenstellung von Erdbebenkatalogen in einzelnen Ländern unter Berücksichtigung moderner Gesichtspunkte gelegt und dieser Arbeit soviel Zeit und Fleiss geopfert. Es ist besonders wichtig, die natürliche Ganze zu erforschen; dabei ist aber die Zusammenarbeit der Fachleute aller beteiligten Länder absolut notwendig.

So wird es auch bei der Untersuchung der Seismizität des Karpatengebietes

gelten. Man wird dabei vielen Problemen der Art begegnen, dass sie kaum in einem einzigen Land restlos gelöst werden können [7].

Ich möchte es an einigen Beispielen zeigen:

1. Der seismische Zusammenhang zwischen den Alpen und der Böhmisches Masse erscheint makroseismisch nach unseren Untersuchungen viel enger als derjenige mit den Westkarpaten, denn die Energie der ostalpinen Beben breitet sich durch die Böhmisches Masse nach Norden hin sehr gut aus, dagegen wird aber im Karpatengebiet – und in den Alpen selbst – ihre starke Dämpfung beobachtet [7, 8]. Physikalisch könnte man diese Erscheinung durch erhöhte Absorption in den diese Gebiete bildenden geologischen Formationen oder durch Reflexion der seismischen Wellenenergie an geneigten Diskontinuitäten nach unten erklären. Ob es so ist, oder ob eine andere Ursache dieses anomale Verhalten hervorruft, wäre noch zu beweisen.

2. Bei der Untersuchung der Erdbebentätigkeit der Westkarpaten während der Periode von 1923 bis 1938 (Abb. 1 und 2) hat man in vielen Fällen eine ganz unregelmässige Verteilung der makroseismischen Intensitäten nach verschiedenen Richtungen beobachtet. Man pflegt in solchen Fällen über den „Zusammenhang mit der Tektonik“ zu sprechen. Dieser Zusammenhang scheint aber gar nicht einfach und eindeutig zu sein, sondern hängt von vielen, meist unbekannten Parametern ab. Bei den Kleinbeben, deren Herde in den Westkarpaten in einer Tiefe von wenigen Kilometern liegen, werden die jungen und nicht zu tief hinabreichenden Brüche infolge ihrer losen Kopplungen sehr leicht in Mitleidenschaft gezogen. Dann nimmt aber das pleistoseistische Gebiet eine viel grössere Fläche ein, als ihm normal zukommen würde. Ausserhalb des pleistoseistischen Gebietes sinken die Intensitäten sehr rasch unter die Fühlbarkeitsgrenze, so dass das makroseismische Feld praktisch auf einen, oft auch morphologisch ausgeprägten Block beschränkt bleibt [7].

Bei den grösseren Beben mit tieferen Herden erscheinen dagegen im Randgebiet des makroseismischen Feldes ausgesprochene „bevorzugte Zonen“, in denen sich die Energie, augenscheinlich an tiefere Diskontinuitäten gebunden, auf anomal grosse Entfernungen fortpflanzt [8]. Die Entdeckung solcher beweglicheren Zonen ist aus bautechnischen Gründen wichtig.

Die Existenz solcher Zonen wurde durch die Untersuchung der Ausbreitung der ostalpinen Beben durch die Böhmisches Masse in derselben klar bewiesen. Die Zonen wurden lokalisiert und ihr System bringt die Hauptrisse der Tektonik und des Blockbaues der Böhmisches Masse zum Vorschein [Abb. 3]. Die dazu benutzte objektive graphisch-statistische Methode wäre gewiss unter geeigneten Bedingungen auch im Karpatengebiet anwendbar und wahrscheinlich fähig ähnliche Ergebnisse zu liefern.

Nebenbei gesagt, weisen die in der Böhmisches Masse gefundenen Zonen auf die Notwendigkeit hin, eine allgemein mathematische Theorie der geführten Wellen aufzubauen, die die physikalische Existenz der berechneten Wellen erkennen liesse was bei der ULLER-schen Theorie nicht der Fall ist. Nur dann wird man den Mechanismus der Energieführung an den Diskontinuitäten von der Tiefe zur Oberfläche hin verstehen können.

3. Unser drittes Beispiel wird sich auf die gegenwärtig als sehr wichtig angesehene instrumentelle Erdbebengrösse, die sogenannte „Magnitudo“, beziehen [9-26].

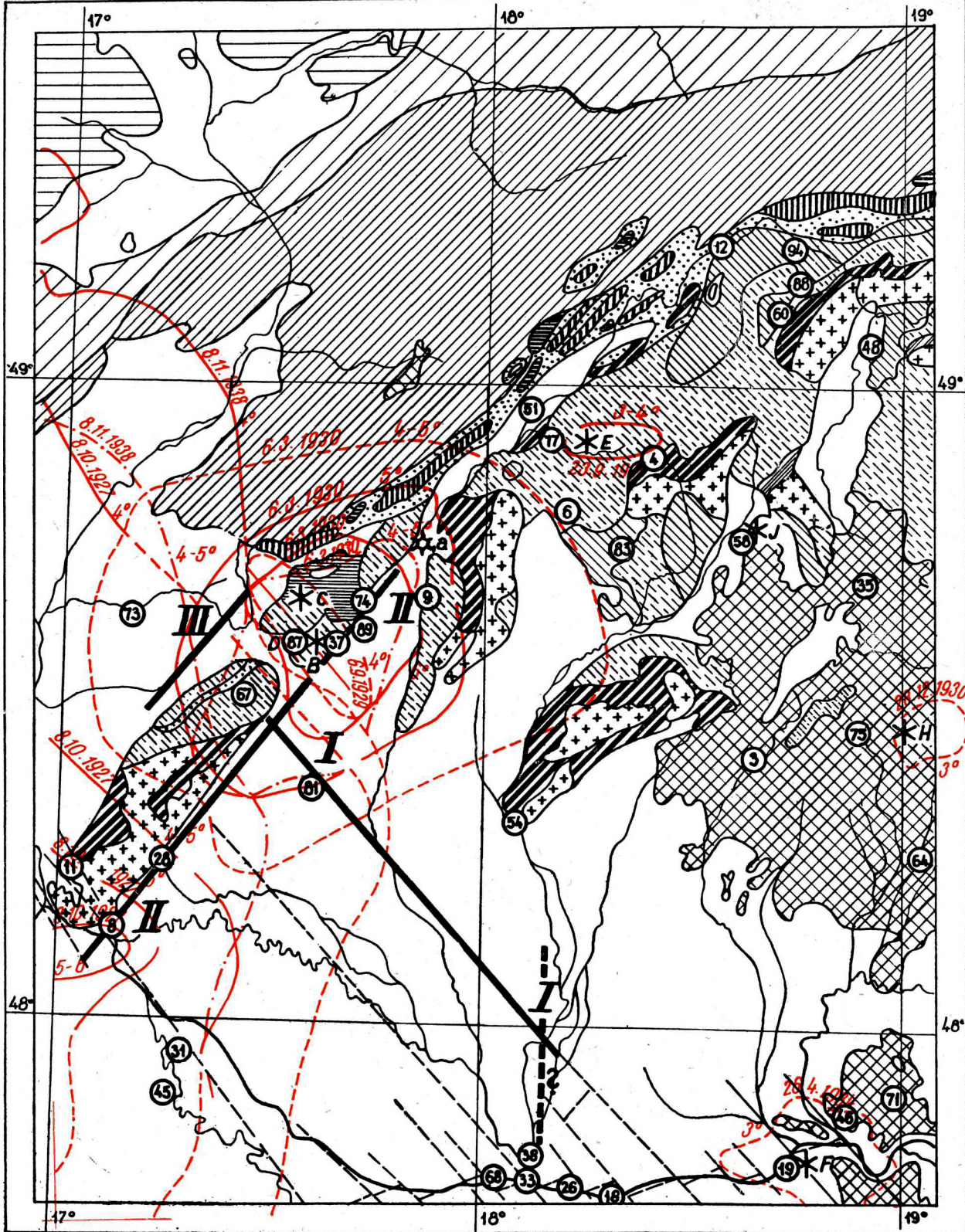


Abb. 2. Erdbehebentätigkeit in der Westslowakei während der Periode von 1923 bis 1938 mit den Zonen stärkerer Beweglichkeit längs I—I, II—II und III; Sternchen bedeuten Epizentren der untersuchten Periode, d'e eingekreisten Nummern sind historische Epizentren nach A. RÉTHLY. Aus [7].

Diese Grösse wird bekanntlich aus den seismographisch aufgenommenen Maximalamplituden verschiedener Wellenarten bestimmt (Abb. 4 und 5) und hängt mit der Energie E , die im Herd in der Form von elastischen Wellen ausgelöst wird, durch die halbempirische Beziehung $\log E = a + bM$ zusammen, wobei a und b geeignete Konstanten (nach GUTENBERG und RICHTER [6] $a = 12$, $b = 1,8$, wenn E in Erg angegeben wird) und M die Magnitudo bezeichnen. Kennt man die Werte von a und b , so kann man, wenigstens ordnungsmässig, die Energien von seismographisch aufgezeichneten Beben mit lokalisierten Herden feststellen. Bei genügendem Material sind wir dann im Stande, auf die Gesamtenergie aller während der betrachteten Periode vorgekommenen Erdbeben eines Gebietes zu schliessen, dieses mit anderen seismisch tätigen Gebieten zu vergleichen und endlich, wie es vor etwa 15 Jahren GUTENBERG und RICHTER zum erstenmal gemacht haben, die energetische Seite der Erdbeben-tätigkeit auf der ganzen Erdoberfläche zu übersehen. So ermittelt uns die Magnitudo eine physikalisch definierte Klassifikation aller Erdbeben und erlaubt einen tieferen Einblick in den Energiehaushalt der gebirgsbildenden Kräfte [19-26].

Über die wahrscheinlichsten numerischen Werte der Konstanten in der angeführten Formel für E werden noch Diskussionen geführt. Das ändert aber an der Bedeutung der Klassifikation der Erdbeben mittels der Magnitudo und an ihrer Brauchbarkeit nichts, besonders dann, wenn statt den Energiewerten ihre Verhältnisse betrachtet werden.

Die Magnitudenwerte, mit der Herdtiefe als Parameter, wurden von GUTENBERG, RICHTER, PETERSCHMITT, KÁRNÍK und anderen auch mit makroseismischen Intensitäten in Zusammenhang gebracht. Wenn man dann noch, in begründeten Fällen, vom SIEBERG'schen Ähnlichkeitsgesetz Gebrauch macht, so kann man — wenn auch nur sehr grob — die energetischen Betrachtungen auf historische Beben erweitern. Das ermöglicht bei genügend reichem Material, eine erdbebengeschichtliche Energiebilanz des betreffenden Gebietes aufzustellen.

Man kann noch weiter gehen: BENIOFF hat in den letzten Jahren an einer Reihe von Grossbebengebieten die ausgelösten Energien als Zeitfunktionen untersucht [27-31]. Er erhielt damit wichtige, physikalisch unterlegte Anhaltspunkte für die Beurteilung des Verlaufs von elastisch-plastischen Erscheinungen in und unter der Erdkruste, wie z. B. den Verlauf von Druck-Anhäufung und Auslösung, Beweise für die Entstehung von Verwerfungen in den ozeanischen Tiefen und den Bewegungsmechanismus an der Berührung von tiefen Grosstrukturen. BÅTH [24] hat mit diesen Methoden interessante Erkenntnisse über den zeitlichen Verlauf der Spannungsenergie in Fennoskandia erzielt.

Es wäre zweckmässig und wünschenswert, eine derartige Untersuchung auch für das Karpatengebiet anzustellen; von dieser Seite ist es ja recht wenig bekannt. Unsere vorläufigen Versuche, wenigstens die Energien der stärksten Stösse in der Slowakei festzustellen, haben für die historischen Stösse von Komorn-Komárom, Dobrá Voda—Jókő, Sillein-Zsolna und wohl auch für die ungarischen Beben von 1951 bzw. 1956 die Energien der Grössenordnung von 10^{19} bis 10^{22} Erg ergeben, was im Vergleich mit der Energie des bekannten Messina-Bebens von 1908 und wohl auch der des grossen rumänischen Bebens in 1940 nur etwa einige Hunderttausendstel bis Hundertstel und im Vergleich mit den grössten Weltbeben sogar nur Hundertmillionstel bis Hunderttausendstel ausmachen würde [32].

Es wäre hochinteressant — vorausgesetzt, dass die Aufzeichnungen noch vorliegen — sich über den zeitlichen Verlauf der Energieauslösung im Karpaten-

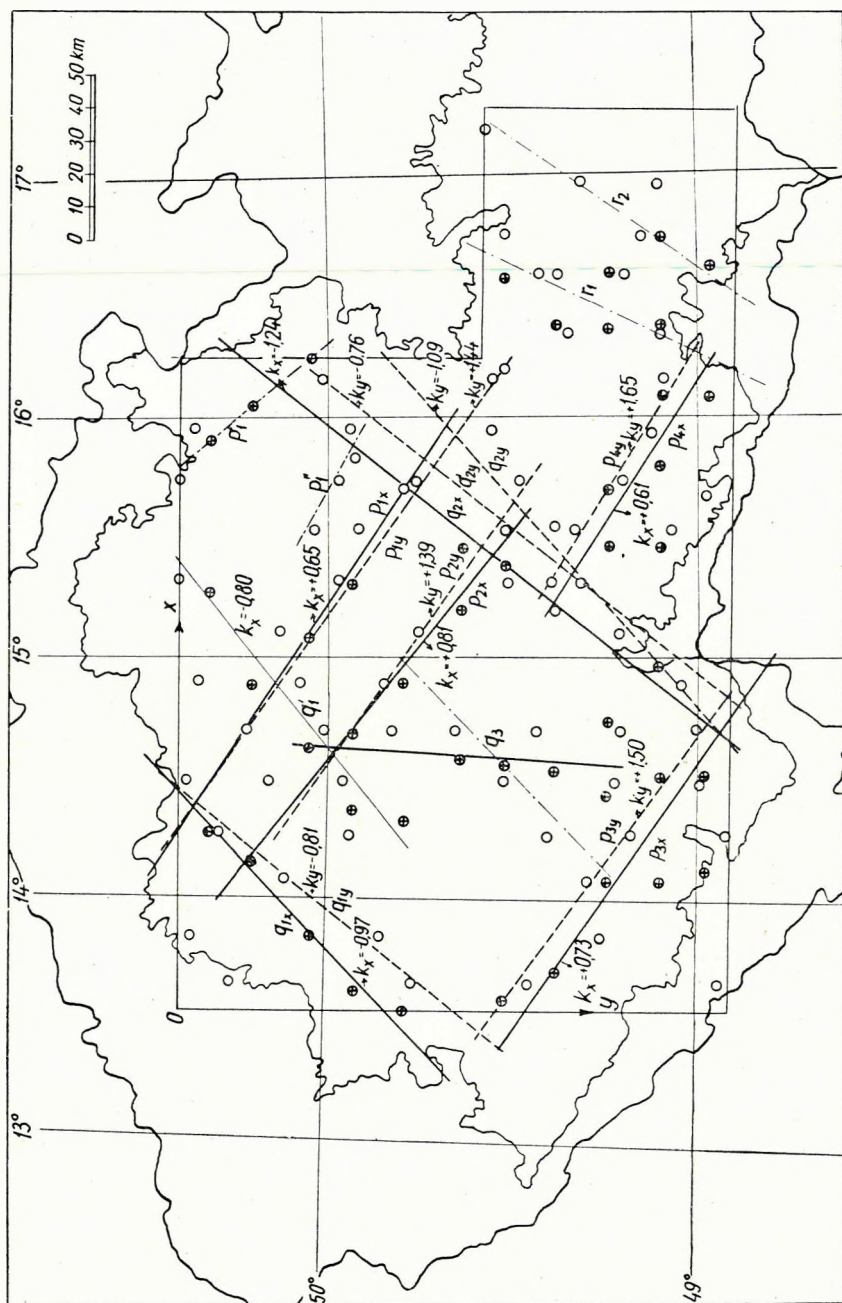


Abb. 3. Statistisch ermittelte Achsen von Zonen höherer seismischer Beweglichkeit für Ostalpenbeben auf dem Gebiet von Böhmen und Mähren entdecken die Hauptzüge der Blockstruktur in diesem Teil der Böhmisches Masse. Nach [8].

gebiet seit dem Bestehen der seismischen Stationen in unseren Ländern ein Bild zu verschaffen. Dieses würde einen wertvollen Beitrag zur Untersuchung der Seismizität in Mitteleuropa darstellen und zur Klärung mancher Fragen, besonders der des Zusammenhanges der Seismizität der Karpaten mit der Aktivität in den Nachbargebieten, führen.

4. Weiteres Beispiel bezieht sich auf die Feststellung des Anfangsmechanismus eines Bebens. Dazu ist eine möglichst genaue Kenntnis der Herdtiefe erforderlich. Bei der Bestimmung der Herdtiefe für die karpatischen Beben ergeben sich beträchtliche Differenzen, die der Ungenauigkeit der Aufzeichnungen zugerechnet werden müssen. In den künftigen Untersuchungen der Seismizität des Karpatengebietes wird man viel genauere Herd-Koordinaten und Tiefenbestimmungen benötigen als bisher. Bei der Erdbebenanalyse wird oft der Anfangsmechanismus, bestimmt auf Grund von Druck- und Zugverteilung beim P-Einsatz, gebraucht. Für die karpatischen Beben wurde es, soweit ich weiss, noch nicht gemacht. Man sollte für diesen Zweck das bestehende Netz der Erdbebenwarten so verdichten, dass die Druck- und Zugverteilung nach allen Azimuten möglichst gleichmässig feststellbar wäre. Dieses wäre natürlich auch für die Konstruktion von Laufzeitkurven vorteilhaft. Klare Richtungsbestimmung aus dem P-Einsatz wird die Anwendung von Seismographen höherer Empfindlichkeit, also von photographisch registrierenden Apparaten mit einer solchen Registriergeschwindigkeit voraussetzen, dass auf den Aufzeichnungen die Zeit mit Sicherheit auf wenigstens 0,1 Sek ablesbar sei. Dies bedeutet auch eine Automatisierung der Zeitübertragung in die Registrierstreifen. Bei uns wird die Errichtung von drei bis vier neuer Erdbebenstationen

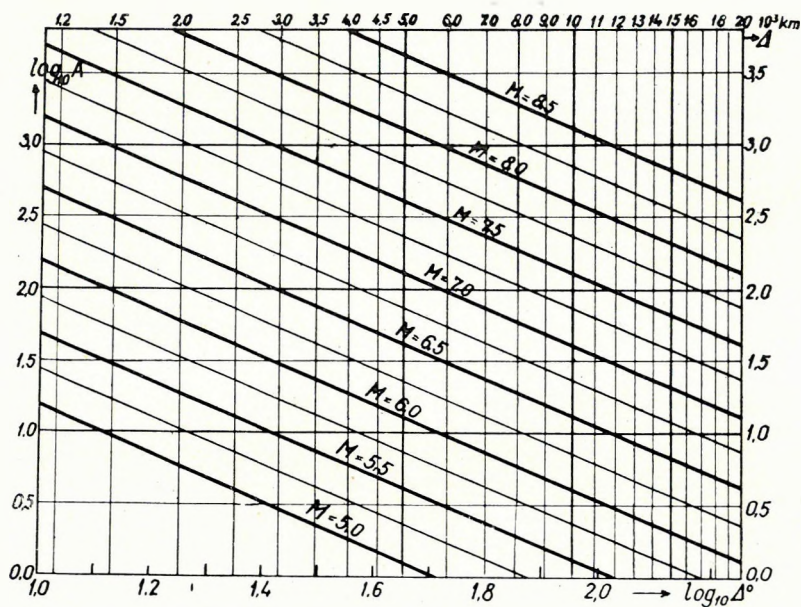


Abb. 4. Diagramm für die Magnitudenbestimmung aus den grössten Horizontalamplituden der Oberflächenwellen mit einer Periode von etwa 20 Sekunden gültig für die Erdbebenwarte Prag. Aus [16].

für die nahe Zukunft vorgesehen, deren Hauptaufgabe wäre es, die karpatischen und alpinen Stösse aufzuzeichnen.

5. Zur Frage der Seismogenetik: In den letzten Jahren haben sich in der Sowjetunion der Akademiker GAMBURCEV mit weiteren sowjetischen Seismikern viel mit den seismogenetischen Problemen befasst [33-38]. Sie haben gezeigt, dass in den erdbebentätigen Gebieten sehr zahlreiche, äusserst schwache Stösse vorkommen, deren Energie um 17 oder noch mehrere Ordnungseinheiten kleiner ist als die der stärksten Erdbeben. Die ausgelöste Energie wächst allgemein mit dem Ausmass des Herdes. Da die schwachen Stösse als Begleiterscheinungen derselben tektonischen Vorgänge in der Bruchzone wie die starken Stösse, die von Zeit zu Zeit an geschwächten Stellen erscheinen, angesehen werden, so besteht die Möglichkeit, durch Lokalisierung der Herde von äusserst schwachen Erschütterungen ihre Nester als seismogenetische Zonen zu erschliessen und durch die Frequenzanalyse der Stösse das Regime der Zone zu entdecken.

Auf Grund ähnlicher Vorstellungen wurden durch KÁRNÍK und seine Mitarbeiter vorigen Jahr in der seismisch aktivsten Zone unseres Staates, d. h. in der Nähe von Komorn-Komárom, Versuche angestellt, solche schwachen Stösse mit Hilfe eines für diesen Zweck konstruierten hochempfindlichen kurzperiodischen Vertikalseismometer festzustellen [39]. Es gelang an einem Bruch solche Erschütterungen aufzunehmen. Die maximale Bodenamplitude bei dem stärksten der aufgezeichneten Stösse betrug etwa 0,7 Mikron. Die Herdtiefe konnte natürlich mit dem einzigen Apparat nicht bestimmt werden, sie ist jedoch nicht grösser als 5 km und wird auf etwa 4 km geschätzt. Derzeit sind in demselben Gebiet Messungen im Gange, bei denen mittels vier gleichzeitig registrierender Feldstationen die Herdlage der schwachen Stösse festgestellt werden soll. Die Angaben über die Grösse der Stösse und ihre Frequenz sollen aus den Registrierungen einer geeignet gelegenen speziellen Station abgeleitet werden. Aehnliche Messungen sind auch in anderen seismisch aktiven Gebieten der Slowakei geplant. Später sollen sie durch systematische seismische Tiefsondierungen bis zur MOHOROVIČIĆ schen Fläche vervollkommen werden.

6. Zu einer karpatischen Eigentümlichkeit: Es sind die Erdbeben am Aussenrand des südöstlichen Teiles des Gebirges mit ihren subkrustalen Herden in einer Tiefe von etwa 150 km. Sie erinnern mit dem Charakter ihrer Tätigkeit an die Erdbeben im Hindukusch, deren Herde freilich tiefer gelegen sind. Hier taucht die Frage auf, auf welche Weise diese Erdbeben an der schärfsten Krümmung des Karpatenbogens entstehen und wie sie mit den starken innenkarpatischen Erdbeben, deren Herde jedenfalls in der Tiefe von höchstens 30 km, also in der Erdkruste zu suchen sind, zusammenhängen. Man würde nach der Rolle, die dabei die subkrustalen Konvektionsströme spielen, fragen. Solche Fragen müssen von den künftigen Untersuchungen beantwortet werden, bei denen noch weitere Mittel, wie z. B. Neigungsmesser verwendet werden könnten.

Es gibt noch vieles, was in dieser Mitteilung erörtert werden könnte. Ich glaube, dass die künftigen Tagungen über die regionale Geophysik der Karpaten dazu noch genug Gelegenheit geben werden.

Ich möchte nun diese Mitteilung mit einem Zitat aus meiner im Jahre 1940 erschienenen Studie [7] über westkarpatische Beben schliessen:

„Es wäre wünschenswert, alle seismischen Erscheinungen mit grösster Sorgfalt und auf Grund möglichst vollkommenen und zuverlässigen Beobachtungs-

materials dauernd und lückenlos zu untersuchen, die Beobachtungs- und Sammlungsmethoden immer zu verbessern und die Zusammenarbeit der Fachleute verschiedener Länder zu vertiefen, um der Erkenntnis dieser seismisch hochinteressanten, aber noch mangelhaft bekannten Gebiete näher zu kommen.

Wollte man über die Art, Entstehung und Ursache der Bewegungen dieses Gebietes objektiv beurteilen, dann wäre der Aufbau eines instrumentellen Grundnetzes von fundamentaler Wichtigkeit."

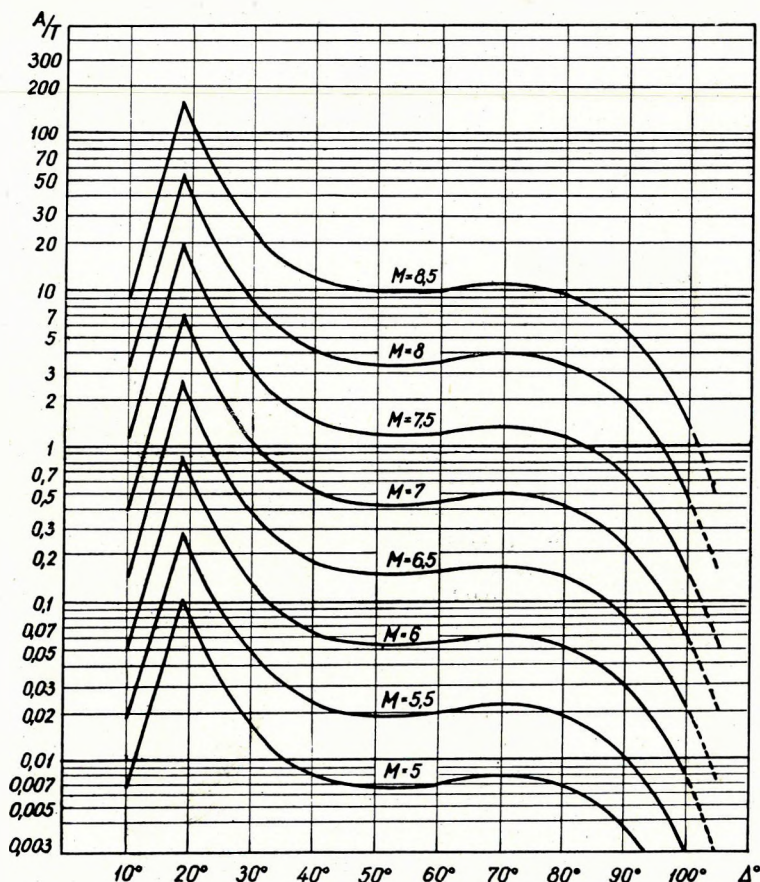


Abb. 5. Diagramm für die Magnitudenbestimmung aus den Amplituden der Wellen PH an der Erdbebenwarte Prag. Ähnlich wird hier die Magnitudo aus den Wellen PV, PPH und SH bestimmt. Aus [18].

SCHRIFTTUM

- [1] Réthly A.: A kárpátmedencék földrengései (455–1918), Budapest, 1952.
- [2] Kárník V.: Zemětřesení v Novohradských horách (Nõgrad) 20. 2. 1951, Geofysikální sborník 1953, No 2, 17–40, 1954.

- [3] Čeppek L.: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje, Sborník Stát. geol. úst. ČSR, 12, 33, 1938.
- [4] Vyskočil V.: Příspěvek ke studiu současných tektonických pohybů na Slovensku na základě přesných nivelačních měření, Věstník Ústř. ústavu geologického, im Druck.
- [5] Zátopek A.: Seismická charakteristika Československa, Sborník čs. společnosti zeměpisné, 61, 81–92, 1956.
- [6] Gutenberg B., Richter C. F.: Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, 1949.
- [7] Zátopek A.: Zemětřasná pozorování na Slovensku a býv. Podkarpatské Rusi 1923–1938, Publikace Geofys. úst. v Praze, Spec. práce č. 2, Praha, 1940.
- [8] Zátopek A.: Šíření východoalpských zemětřesení českým masivem (The propagation of East Alpine Earthquakes in the Bohemian Mass), Publikace Čs. stát. úst. geofys., Spec. práce č. 3, Praha, 1948.
- [9] Richter C. F.: An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, Bull. Seism. Soc. Am., 25, 1–32, 1935.
- [10] Gutenberg B., Richter C. F.: On Seismic Waves, Third paper, Gerl. Beitr. z. Geophys., 47, 73–131, 1936.
- [11] Gutenberg B.: Amplitudes of Surface Waves and Magnitude of Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 3–12, 1945.
- [12] Gutenberg B.: Amplitudes of P, PP and S and Magnitude of Shallow Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 57–69, 1945.
- [13] Gutenberg B.: Magnitude Determination for Deep-focus Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 35, 117–130, 1945.
- [14] Peterschmitt E.: La magnitude des séismes, Comptes Rendus de la Conf. réunie à Strasbourg du 4 au 8 juillet 1947, U. G. G. I., Assoc. de Séismol., 86–88, Strasbourg, 1948.
- [15] Peterschmitt E.: Étude de la magnitude des séismes, Ann. Inst. Phys. du Globe, Strasbourg, N. S., 6, 3ème partie, 51–58, 1950.
- [16] Zátopek A.: Veličina magnitudy jako objektivní číselná charakteristika zemětřesné činnosti (On the magnitude scale as objective numerical characteristic of seismic activity), Sborník čs. spol. zem., 55, 14–19, 1950.
- [17] Zátopek A., Vaněk J.: Les magnitudes de Praha et leur relation avec les „revised values” de Pasadena, Travaux Scientifiques de l’Assoc. de Séismol., 18, 137–152, 1952.
- [18] Vaněk J., Zátopek A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P, PP und S für die Erdbebenwarte Prag, Geofys. sborník 1955, 91–120, Praha, 1956.
- [19] Gutenberg B., Richter C. F.: Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 32, 163–191, 1942.
- [20] Bath M.: The Relation between Magnitude and Energy of Earthquakes, Transactions Am. Geoph. Union, 861–865, 1955.
- [21] Solovieff S. L.: O klassifikacii zemletriasenii po velitchinie ikh energii, Tr. geofiz. inst. AN SSSR, No 30 (157), 3–21, Moskau, 1955.
- [22] Gutenberg B., Richter C. F.: Magnitude and Energy of Earthquakes, Annali di Geofisica, 9, 1–15, 1956.
- [23] Gutenberg B.: The Energy of Earthquakes, Quart. Journ. Geol. Soc. London, 122 1–14, 1956.

- [24] *Bath M.*: Seismicity of Fennoscandia and Related Problems, Gerl. Beitr. z. Geophys., 63, 173–208, 1953.
- [25] *Kárník V.*: Magnitudenbestimmung europäischer Nahbeben, Geofys. sborník 1956, derzeit im Druck.
- [26] *Solovieff S. L.*: O sviazi energii i intensivnosti zemletriaseniia, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz., No 3, 357–359, 1956.
- [27] *Benioff H.*: Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deeps Bull. Geol. Soc. Am., 60, 1837–1856, 1949.
- [28] *Benioff H.*: Earthquakes and Rock Creep I, Bull. Seism. Soc. Am., 41, 31–62, 1951.
- [29] *Benioff H.*: Global Strain Accumulation and Release as Revealed by Great Earthquakes, Bull. Geol. Soc. Am., 62, 331–338, 1951.
- [30] *Benioff H.*: Orogenesis and Deep Crustal Structure — Additional Evidence from Seismology, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 385–400, 1954.
- [31] *Benioff H.*, Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Activity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, 61–74, 1955.
- [32] *Zátopek A.*: Die Seismizität auf dem Gebiet der Tschechoslowakei, I. U. G. G. Newsletter No 15, Assoc. Int. de Séismol. et de Phys. de l'Int. de la Terre, Comm. séism. européenne, 3ème Réunion à Vienne, 412, 1956.
- [33] *Gamburcev G. A., Riznichenko J. V., Berzon I. S.*: On the Prospecting Possibilities of the Correlation Refraction Method (CRM), Comptes Rendus de l'Ac. des Sc. de l'URSS, 51, No 7, 51, 1946.
- [34] *Gamburcev G. A.*: O novom vidie fazovoi korreliacii pri seismitcheskikh nabliudieniiakh, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 1, 37, 1952.
- [35] *Gamburcev G. A.*: Ob opredelenii azimuta na epicentr pri registracii miestnykh zemletriasenii, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 2, 105, 1952.
- [36] *Gamburcev G. A.*: Glubinnioie seismitcheskoie zondirovanie zemnoi kory, Dokl. Ak. Nauk SSSR, 87, No 6, 943, 1952.
- [37] *Gamburcev G. A., Galperin E. I.*: Metodika rabot po korreliacionnomu metodu izutcheniia zemletriasenii, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz. No 1, 3, 1954.
- [38] *Gamburcev G. A., Galperin E. I.*: Azimutalnie seismitcheskie nabliudeniia s naklonnymi seismografami, Izv. Ak. Nauk SSSR, Ser. geofiz., No 2, 134, 1954.
- [39] *Kárník V., Tobyáš V., Vanék J.*: Experimenteller Nachweis äusserst schwacher tektonischer Erschütterungen im Gebiet von Komárno, I. U. G. G. Newsletter No 15, 413, 1956.

Auszüge einiger, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze

Professor Liviu Constantinescu (Bukarest) berichtete über die Ergebnisse der Berechnung des magnetischen Normalfeldes für Rumänien. Die Berechnung wurde mit der üblichen Annäherung zweiten Grades ausgeführt. In der dem Vortrag anschliessenden Diskussion wurde auch die Berechnung eines gemeinsamen magnetischen Normalfeldes der an der Sitzung teilnehmenden Staaten vorgeschlagen. Die allgemeine Meinung hierüber war, dass dies aus verschiedenen Standpunkten interessant sein könnte, jedoch als die Aufgabe einer fernerer Zukunft zu betrachten sei.

Asgar Lundbak (Kopenhága) berichtete in Zusammenhang mit dem internationalen Polarjahr über geophysikalische und meteorologische Arbeiten. Er wies auf die riesige Entwicklung des Beobachtungsnetzes seit dem letzten Polarjahr hin. Ausser den Grossmächten waren es hauptsächlich die skandinavischen Staaten, Australien und New-Zealand, die auch über den Polarkreisen viele Observatorien errichtet hatten, doch auch Österreich und Polen nehmen an dieser Arbeit teil. Die Beobachtungen erstrecken sich auf jeden möglichen Zweig der Geophysik und Meteorologie. Vortragender betonte besonders die Bedeutung der internationalen Zusammenarbeit in der Abwicklung der Polarjahre.

Dr. Martha Hergerdt (Leipzig) untersuchte anhand theoretischer und praktischer Beispiele die Annäherungsformeln des dritten Differentialquotienten (U_{zzz}) der Potentialfunktion der Schwerkraft. Die Anwendung der höheren Differentialquotienten des Potentials ist vom Standpunkt der Ausschaltung des linearen regionalen Feldes und der Steigerung des Auflösungsvermögens der Schwereforschungsmethode sehr nützlich. Im ersten Schritt berechnete Vortragende den Ablauf der Gradienten- und U_{zz} -kurven für den Fall kugel-, zylinder- und stufenförmiger Körper. Im zweiten Schritt verglich sie die auf diese Weise theoretisch berechnete Wirkung mit den Ergebnissen der auf Grund verschiedener Annäherungsformeln ausgeführten Berechnungen. Die Entfernung zwischen den Achsenschnittpunkten und dem Maximum der Kurve der U_{zz} -Werte ist in Verbindung mit der Tiefe der Kugel und des Zylinders, sowie mit der unterirdischen Tiefe der oberen Oberfläche der Stufe. Ist jedoch die Gitterbreite des Messpunktnetzes im Verhältnis zur gemessenen Tiefe zu gross, können bedeutende Verzerrungen auftreten. Der Vergleich mehrerer Annäherungsverfahren ermöglicht eine gute Annäherung der tatsächlichen Tiefe. Vortragende illustrierte dies mit einem Beispiel aus der Praxis.

Inzwischen ist der Text des Vortrags in „Gerlands Beiträge zur Geophysik“ (66, 1, 1957, 4–22) erschienen.

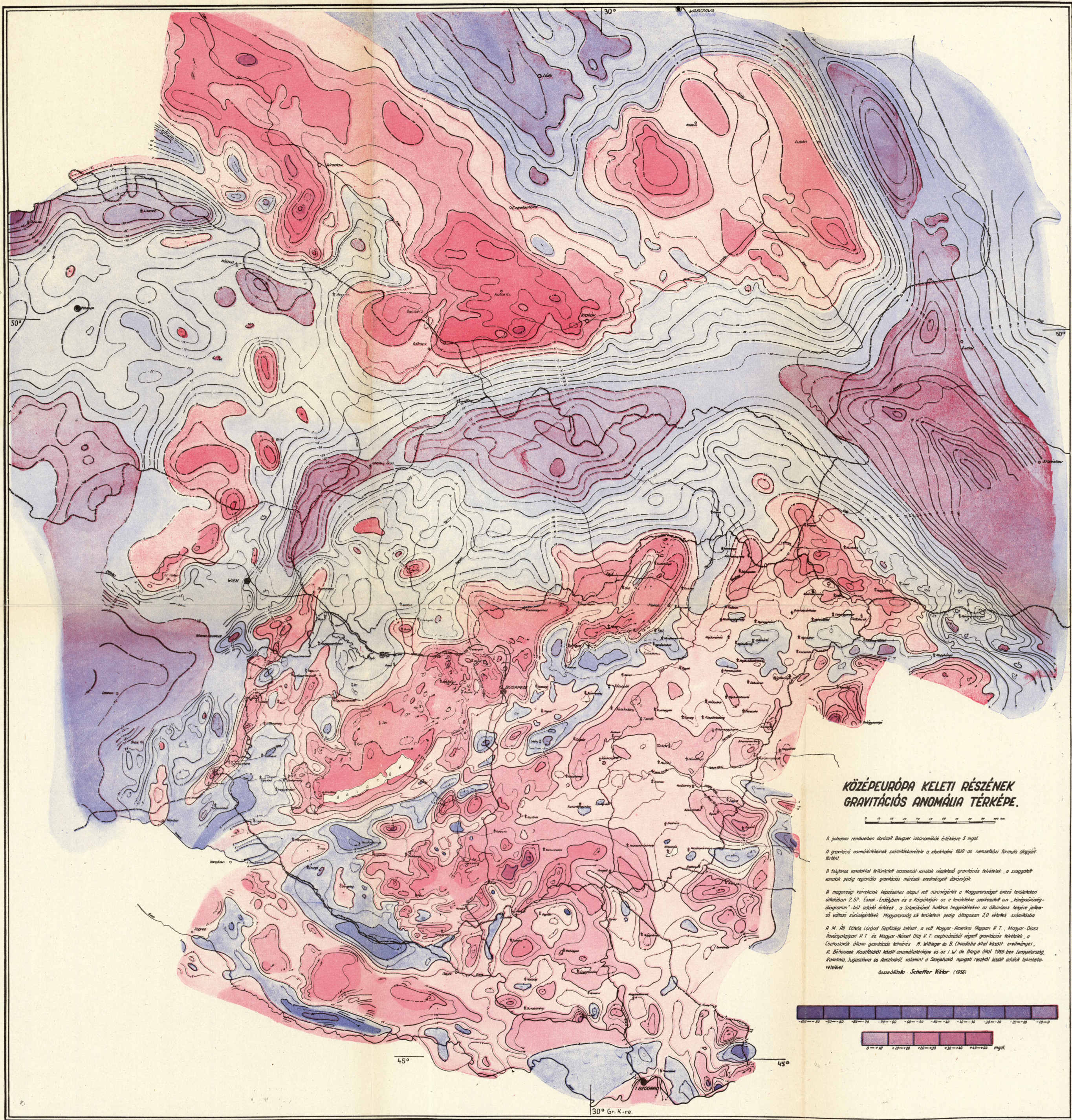
TARTALOM

<i>Dombai Tibor</i> : Előljáróban	3
<i>Barta György</i> : A földmágneses tér évszázados változása	9
<i>Barta György</i> : A földmágneses tér változása a Kárpátmedencében	29
<i>Bisztricsány Ede és Csomor Dezső</i> : Az 1956. I. 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése	37
<i>Egyed László</i> : A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások	47
<i>Gálfi János és Stegena Lajos</i> : Szeizmikus reflexiók mérésével meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről	53
<i>Renner János</i> : A függővonalelhajlások regionális jellege	61
<i>Simon Béla</i> : A magyar földrengéskutatás 50 éve	69
<i>Scheffer Viktor</i> : Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához	73
<i>A. Zatopek</i> : Kéregmozgások a Kárpát-medencében	105

CONTENT

<i>T. Dombai</i> : Introductory	3
<i>G. Barta</i> : On the secular variation of the geomagnetic field	9
<i>G. Barta</i> : Variations of the geomagnetic field in the carpathian basin	29
<i>Bisztricsány—Csomor</i> : Working up of microseismic data concerning the earth quake of january 12, 1956, and the structure of the earth's crust in the hungarian basin	37
<i>L. Egyed</i> : On the causes of movements in the earth's crust and the crustal movements in Hungary	47
<i>Gálfi—Stegena</i> : Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the hungarian part of the earth's crust	53
<i>J. Renner</i> : Regional character of deviations of the plumb-line	61
<i>B. Simon</i> : Fifty years of hungarian seismological investigations	69
<i>V. Scheffer</i> : Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken	73
<i>A. Zatopek</i> : Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpaten-gebiet	105

VI. 1-2 Geofizikai kőszegély térkép
6.



**KÖZÉPEURÓPA KELETI RÉSZÉNEK
GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIA TÉRKÉPE.**

A potdani rendszerben ábrázolt Bouguer iszonomiák értékeire 5 mgal.

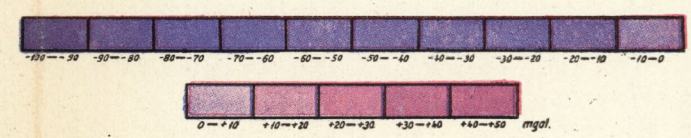
A gravitáció normálértékének számításavétele a stockholmi 1930-as nemzetközi formula alapján történt.

A folytonos vonallal feltüntetett iszonomiai vonalak részletező gravitációs felvételek, a szaggatott vonalak pedig regionális gravitációs mérések eredményeit ábrázolják.

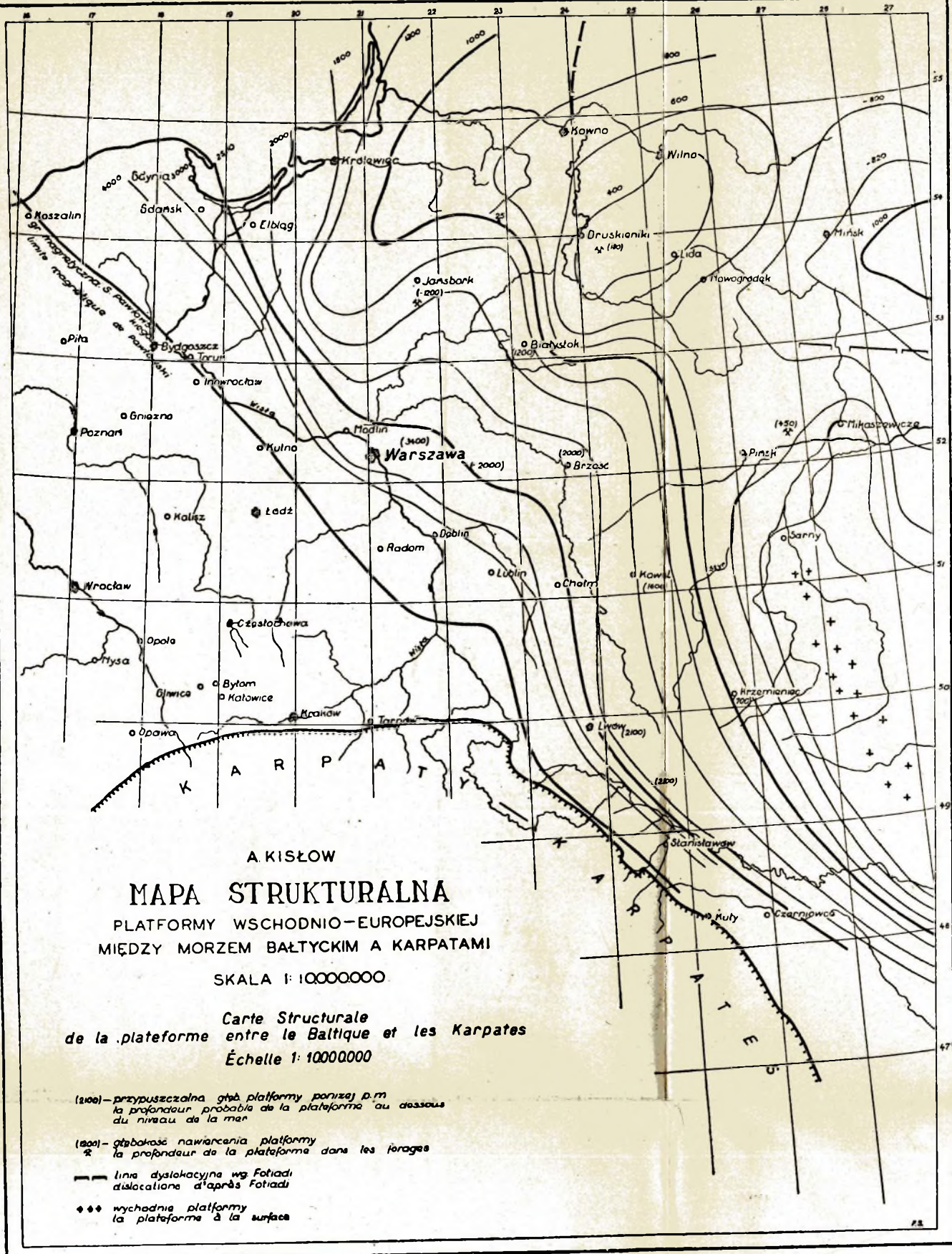
A magassági korrekciók képzéséhez alapul vett sűrűségérték a Magyarországot övező területeken általában 2,67. Ezak-Erdélyben és a Kárpátoknál az e területekre szerkesztett ún. "középsűrűség-diagramm"-ból adódik értékek, a Sivatárról határos hegységtereken az átlagosan helyére jellemző változó sűrűségértékek Magyarországon sík területein pedig átlagosan 2,0 értékek számításba.

A M. Áll. Földész. Lőr. Geofizikai Intézet, a volt Magyar-Amerikai Olajipari Rt., Magyar-Olasz Ásványolajipari Rt. és Magyar-Hémet Olaj Rt. megbízásából készített gravitációs felvételek, a Csehszlovák Állami gravitációs felmérés, A. Willinger és B. Choudoba által készített eredményei, R. Böhmeinek Kasztföldrajzi kőadatok alapján és az I. W. de Bruyn által 1935-ben Lengyelország, Románia, Jugoszlávia és Ausztriából, valamint a Szovjetunió nyugati részéről kőadatok felmérésével.

összeállította Scheffer Viktor (1956)



1. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához



4. ábra. Az Orosz Tábla DNy-i szegélyének strukturális térképe A. Kislow szerint
Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához

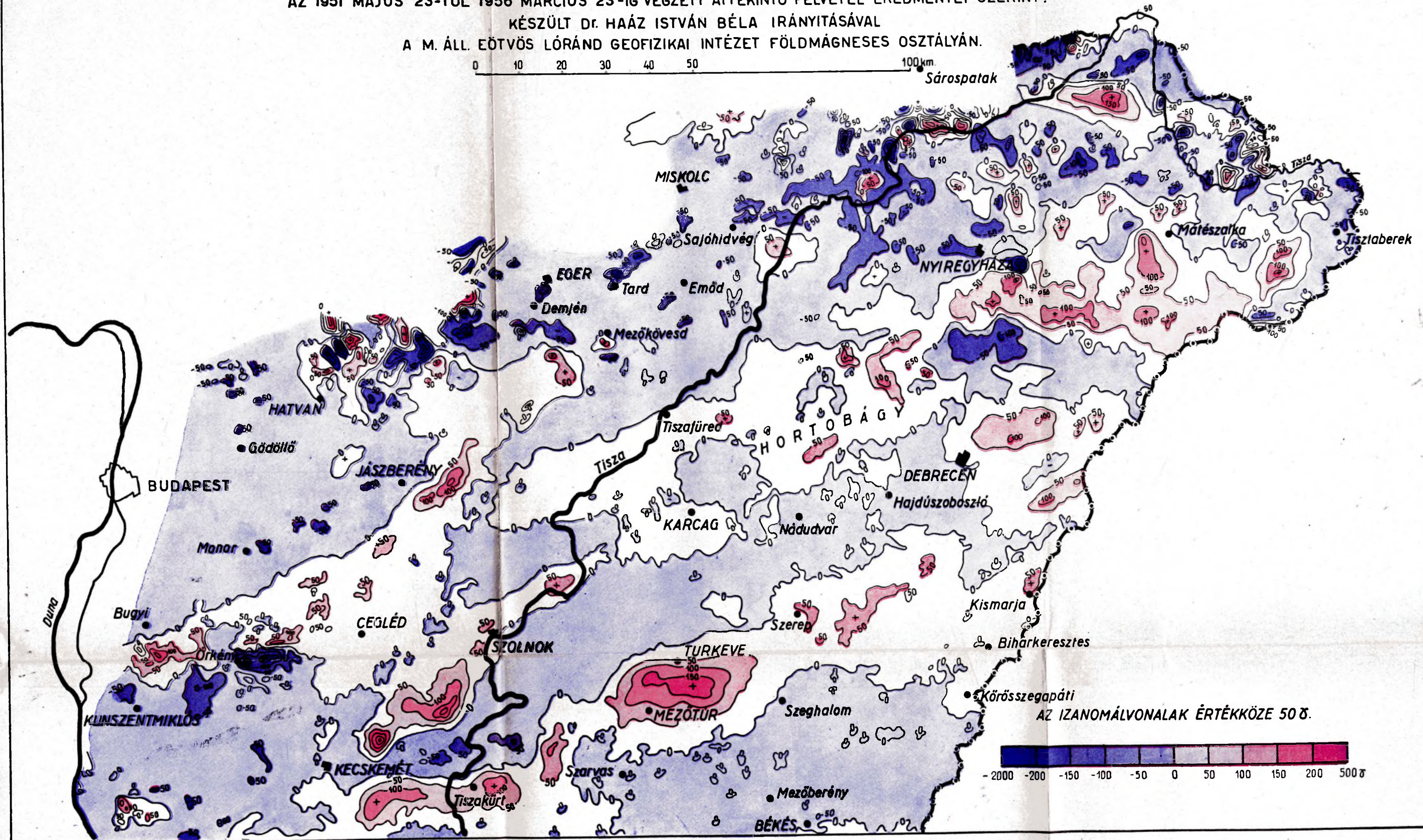
A FÖLDMÁGNÉSSÉG FÜGGŐLEGES TÉRERŐSSÉGÉNEK IZANOMÁL VONALAI AZ ALFÖLDÖN

AZ 1951 MÁJUS 23-TÓL 1956 MÁRCIUS 23-IG VÉGZETT ÁTTEKINTŐ FELVÉTEL EREDMÉNYEI SZERINT.

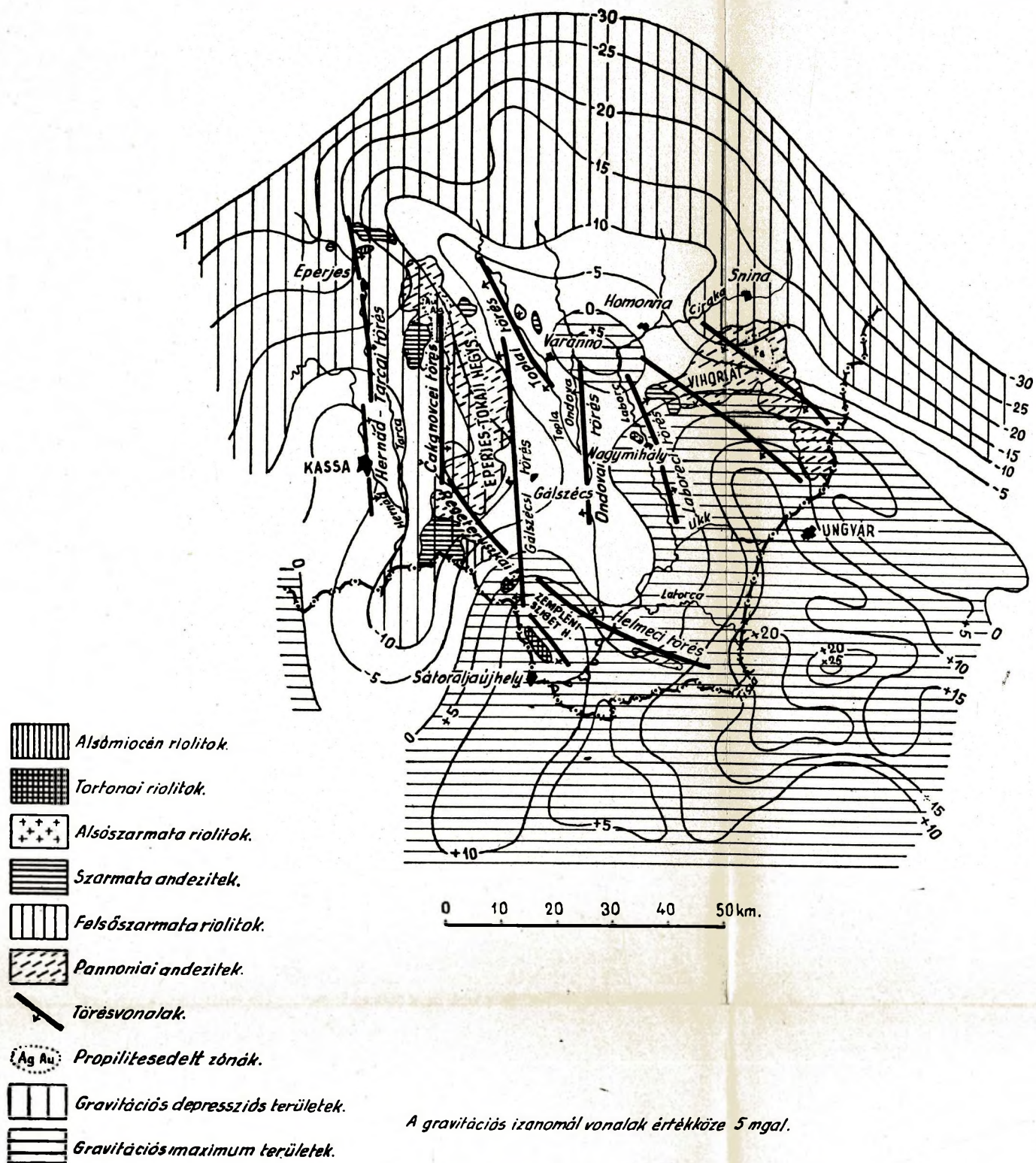
KÉSZÜLT DR. HAÁZ ISTVÁN BÉLA IRÁNYÍTÁSÁVAL

A M. ÁLL. EÖTVÖS LÓRÁND GEOFIZIKAI INTÉZET FÖLDMÁGNESES OSZTÁLYÁN.

0 10 20 30 40 50 100 km.

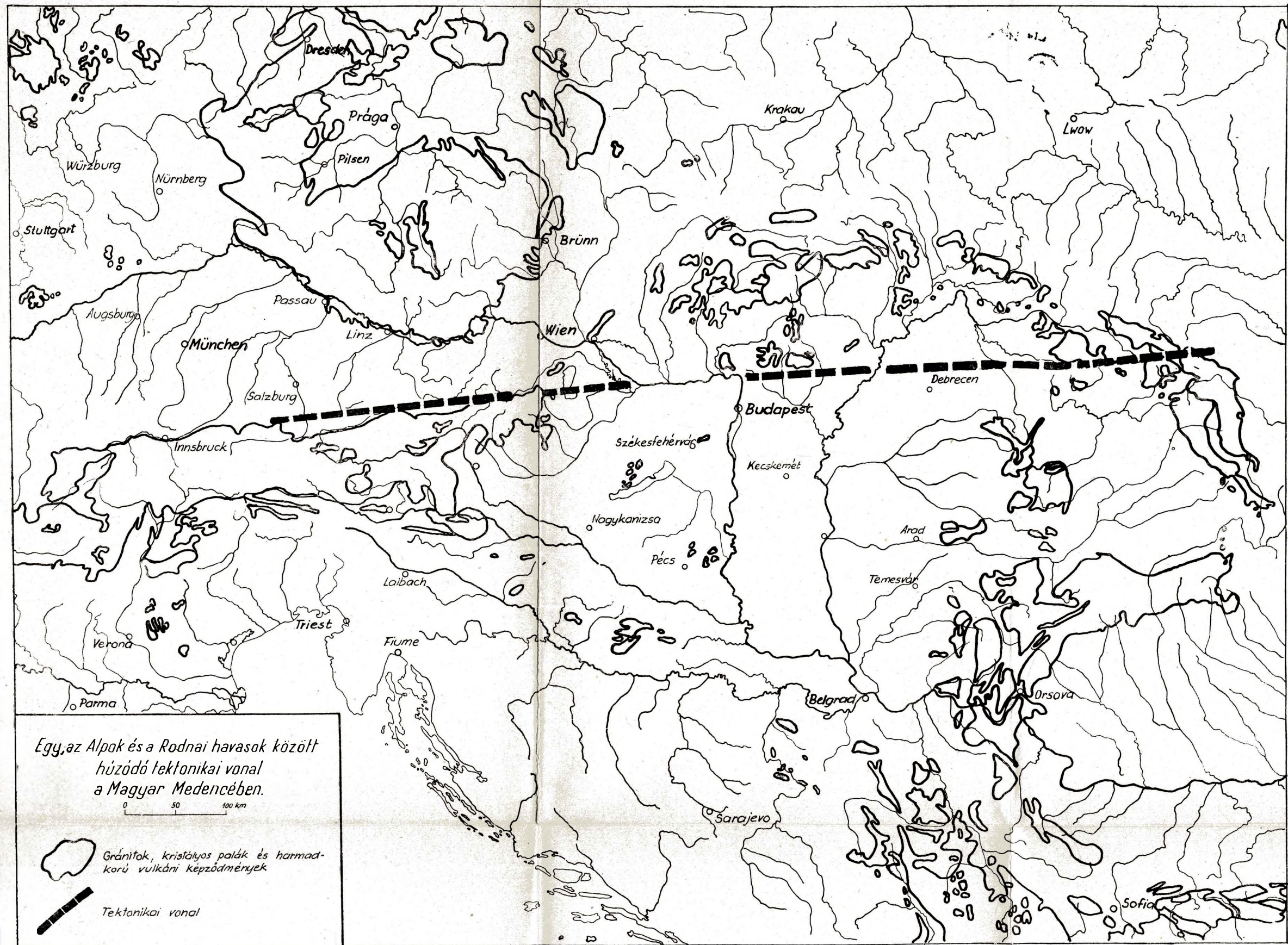


KELETSZLOVÁKIA FÖTEKTONIKAI VONALAI (Seneš Jan szerint) ÉS GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIAI.

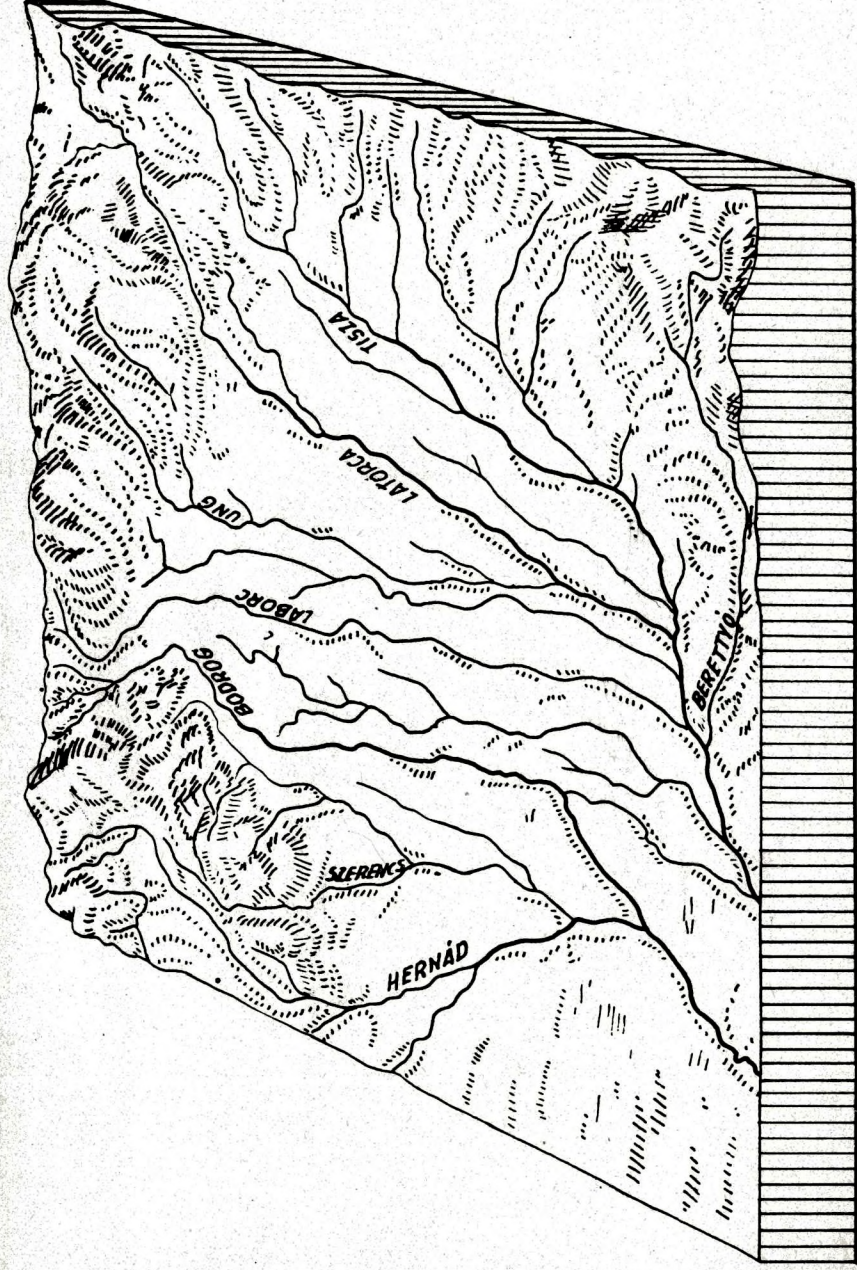


A gravitációs izanomál vonalak értékköze 5 mgal.

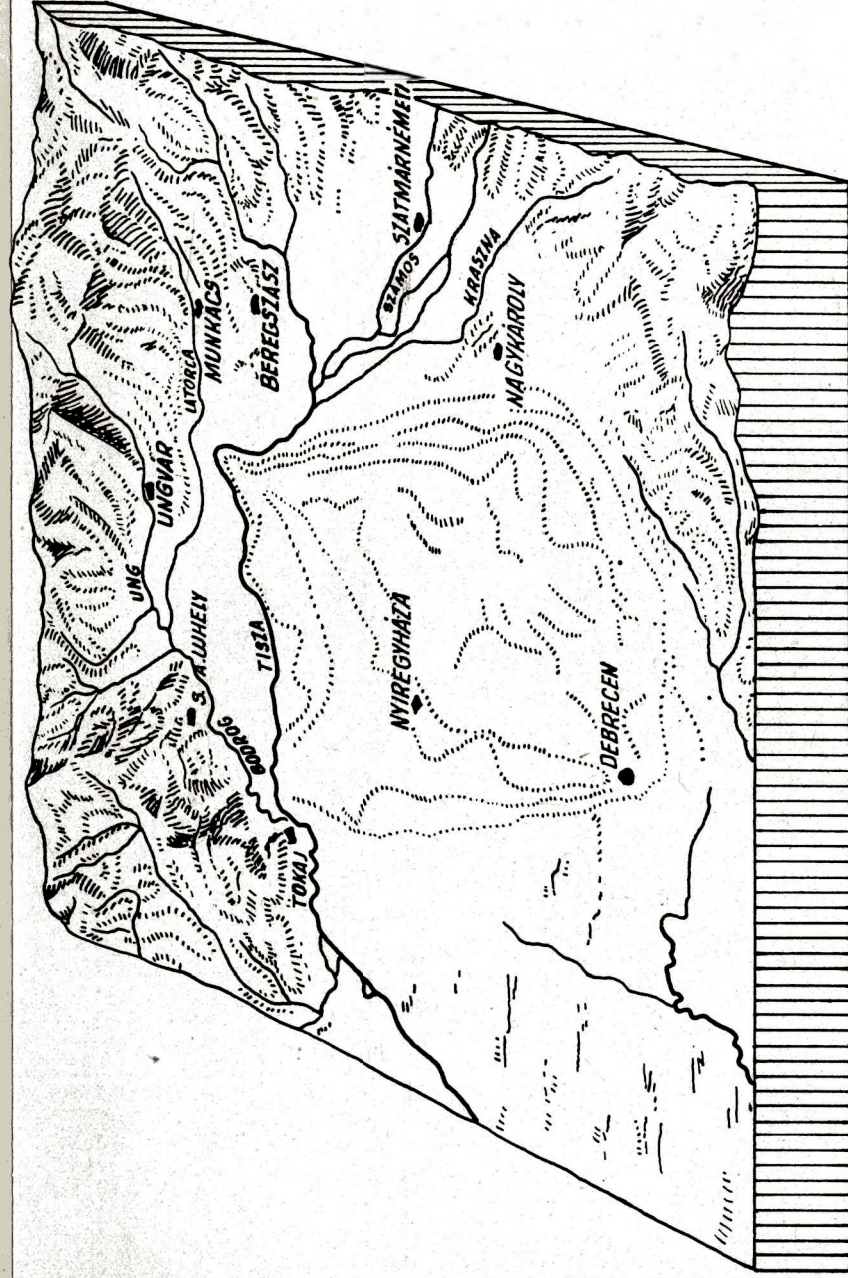
7. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához



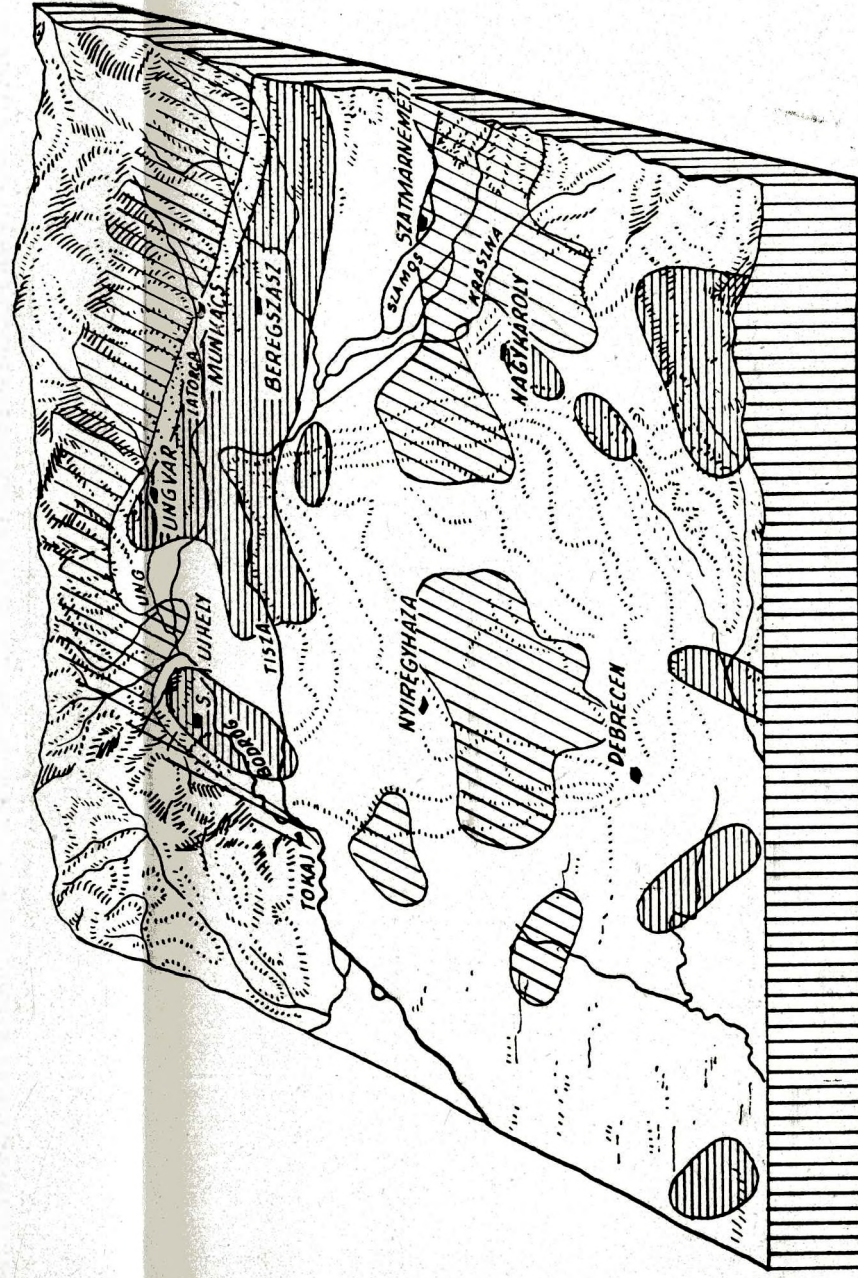
9. ábra. Scheffer V.: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához



Az Alföld északi részének valószínű képe a pleisztocén végén.



Az Alföld északi részének mai képe
Borsy Zoltán szerint.



Az Alföld északi részének mai képe, a gravitációs rendellenesség
alakulatok sematikus feltüntetésével.

gravitációs maximumok. gravitációs depressziók.

27/1A



Az Alföld északi része és környékének geofizikai módszerekkel megállapított nagyszerkezeti elemei

Scheffer Viktor szerint.

0 100 km

- +10— gravitációs izoanómia vonalak értékköze 10 mgl.
- - - feltételezhető tektonikai vonalak
- ... országhatár